東京帝國大學

地震研究所彙報

第四號

昭和三年三月發行

目次

論文

地震帶の相互の活動に就て（邦文）	所員	高山威雄
彈性波の實驗（第二報）（英文）	所員	坪井忠二
液面に浮ぶ粉狀物質の層の變形に關する實驗並に地球物理學上に於ける類例現象（英文）	所員 所員	寺田寅彦 宮部直巳
砂層の崩壞に關する實驗（第一報）（邦文）	所員 所員	寺田寅彦 宮部直巳
土佐海岸に於ける地殼表面の高低に就て（邦文）	所員	岸上冬彦 小平孝雄
土佐國南海岸の地形に就て（邦文）	所員	寺田寅彦
統計地震學に於ける Schwankung の理論の應用（邦文）	所員	岸上冬彦 河角廣
或る地震の振動の前驅部分に就て（英文）	所員	松澤武雄 長谷川惠一副藏 波江野清
彈性列波の首部及び尾部の傳播に就て（英文）	所員	妹澤克惟
球の內部の點から起る彈性波の反射（英文）	所員	妹澤克惟
火山岩成因上の關係を研究する手段としての光學分析（英文）	所員	坪井誠太郎
奥丹後半島の地質構造に就て（豫報）（邦文）	所員	津屋弘逵
昭和貳年の奥丹後地震（地形學的考察）（英文）	所員 所員	山崎直方 多田文男
丹後大地震調査報告（邦文）	所員	今村明恒
丹後大地震後の宮津町及び河邊村に於ける地表傾斜變化觀測（一）（邦文）	所員	石本巳四雄

報告

丹後震災地一二等三角點移動檢測成果報告	陸地測量部
丹後震災地一等水準測量第一回及第二回檢測成果比較要圖	陸地測量部
丹後但馬震災地方海面調査報告（邦文）	海軍水路部
關東震災地一等三角點移動要圖（轉載）	陸地測量部

所報

(The titles in occidental languages are given on the back cover)

本彙報ハ不定期ニ發行ス.

本彙報揭載ノ報告ニ關シテハ著者ノミニ其責任アルモノトス.

本彙報ニ關スル照會通信ハ東京帝國大學地震研究所長ヘ宛テラレタシ.

The bulletin is published at irregular intervals.

The authors of the papers alone are responsible for the statements and opinions.

All communications relating to this bulletin should be addressed to the Director of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University.

地震研究所彙報　第四號　目次

論　　文

			頁
地震帶の相互の活動に就て(邦文)	所員	高山威雄	1
彈性波の實驗(第二報)(英文)	所員	坪井忠二	9
液面に浮ぶ粉狀物質の層の變形に關する實驗並に地球物理學上に於ける類例現象(英文)	所員 所員	寺田寅彥 宮部直巳	21
砂層の崩壞に關する實驗(第一報)(邦文)	所員 所員	寺田寅彥 宮部直巳	33
土佐海岸に於ける地殼表面の高低に就て(邦文)	所員	岸上冬彥 小平孝雄	57
土佐國南海岸の地形に就て(邦文)	所員	寺田寅彥	67
統計地震學に於けるSchwankungの理論の應用(邦文)	所員	岸上冬彥 河角廣	75
或る地震の振動の前驅部分に就て(英文)	所員	松澤武雄 長谷川惠副 波江野清藏	85
彈性列波の首部及び尾部の傳播に就て(英文)	所員	妹澤克惟	107
球の內部の點から起る彈性波の反射(英文)	所員	妹澤克惟	123
火山岩成因上の關係を研究する手段としての光學分析(英文)	所員	坪井誠太郎	131
奥丹後半島の地質構造に就て(豫報)(邦文)	所員	津屋弘達	139
昭和貳年の奥丹後地震(地形學的考察)(英文)	所員 所員	山崎直方 多田文男	159
丹後大地震調査報告(邦文)	所員	今村明恒	179
丹後大地震後の宮津町及び河邊村に於ける地表傾斜變化觀測(一)(邦文)	所員	石本巳四雄	203

報　　告

丹後震災地一二等三角點移動檢測成果報告	陸地測量部	223
丹後震災地一等水準測量第一回及第二回檢測成果比較要圖	陸地測量部	225
丹後但馬震災地方海面調査報告(邦文)	海軍水路部	227
關東震災地一等三角點移動要圖(轉載)	陸地測量部	231

所　　報 …… 233

CONTENTS OF VOLUME IV

Papers Contributed

		Page
On the Correlation of the Activity of Seismic Zones in Japan (in Japanese)	T. Takayama	1
Experimental Studies on Elastic Waves (Part 2). (in English)	C. Tsuboi	9
Experiments on the Modes of Deformation of a Granular Mass floating on Liquid — Some Application to Geographical Phenomena. (in English)	T. Terada, N. Miyabe	21
Experimental Investigation on the Mechanism of Formation of Step-Faults in a Pile of Sand. (in Japanese)	T. Terada, N. Miyabe	33
On the Profiles of Land on the Southern Coast of Tosa, Sikoku. (in Japanese)	F. Kishinoue, T. Kodaira	57
On the Relief of the Earth Crust on the Southern Coast of the Province of Tosa, Sikoku. (in Japanese)	T. Terada	67
An Application of the Theory of Fluctuating to Problems in Statistical Seismology. (in Japanese)	F. Kishinoue, H. Kawasumi	75
On the Forerunners of Earthquake-motion of Certain Earthquakes. (in English)	T. Matuzawa, K. Hasegawa, S. Haeno	85
On the Propagation of the Leading and Trailing Parts of a Train of Elastic Waves. (in English)	K. Sezawa	107
The Reflection of the Elastic Waves generated from an Internal Point of a Sphere. (in English)	K. Sezawa	123
The Optical Analysis of Volcanic Rocks as a Means of Studying their Mutual Genetical Relationship. (in English)	S. Tsuboi	131
On the Geological Structure of the Oku-Tango Peninsula. (in Japanese)	H. Tsuya	139
The Oku-Tango Earthquake of 1927. (in English)	N. Yamasaki, F. Tada	159
On the Destructive Tango Earthquake of March 7, 1927. (in Japanese)	A. Imamura	179
Observations sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre à Miyadu-mati et Kawabé-mura après le grand tremblement de terre de Tango (en français)	M. Ishimoto	203

Reports

Horizontal Displacements of the Primary and Secondary Triangulation Points, observed after the Earthquake of March 7, 1927, in Tango Districts	Land Survey Department	223
Comparison of the Results of the First and Second Precise Levellings in the Region disturbed by the Tango Earthquake	Land Survey Department	225
Report of the Results of Soundings in the Region off the Coast of the Tango Province, after the Earthquakes of 1927 (in Japanese)	Hydrographic Department	227
Provisory Map showing the Horizontal Displacements of the Primary Triangulation Points in Kwanto Districts, observed after the Great Earthquake of Sept. 1, 1923 (Reproduction)	Land Survey Department	231

Institute Notes 233

東京帝國大學
地震研究所彙報
第四號

地震帶の相互の活動に就て

所員 高山威雄

On the Correlation of the Activity of Seismic Zones in Japan

By
Takeo TAKAYAMA

Abstract

The sudden change of the sense of correlation is frequently noticed in meteorological and seismological phenomena in Japan. There are cases in which the parallel change of some two elements for some five or six years is followed by the succession of the inverse change for another few years then again the parallel change. Such a phenomenon was hitherto considered generally to be meaningless, because by calculating the correlation coefficient, we reach at a very low value of correlation. From the calculation of probability in the present paper, however, it is inferred that though the correlation coefficient is small in the above case there must exist some physical relation between these two elements if the phenomenon occur repeatedly in time or in space.

The seismic activities in some seismic zones in Japan were formerly found to have correlation between each other by those authors as the late Prof. F. Omori Messrs T. Hirano, K. Suda, K. Shiratori, and K. Wadati. In the present paper the seismic activities of all seismic regions in Japan for the last ten years were examined and the correlation or non-correlation between them, not in the old but in the new sense of correlation, was determined.

地震帶相互の活動に關しては既に故大森博士が震災豫防調査會報告第五十七號及歐文報告第一號に於て述べられて居り當時南米地震の可能なるべきを指摘せしは人口に膾炙せし處である。其後同報告第七十三號に於て淺間及硫黄火山の交互

活動に就て記載せられた、近年に至つて關東大地震の餘震に關し益々此種の事實の存在を確めらるゝに至つた、即ち平野烈介氏の關東大地震の餘震研究（氣象集誌第二輯第二卷第三號）に甲斐の東部相模及其沿海より相模灘に至る一帶と上總北東部より下總北西部に至る一帶とに於て約十九日の週期を以て交互に其の餘震活動に盛衰ありしことを述べてゐる。又須田皖次氏の關東大地震報文（海洋氣象臺歐文報告第一卷百八十五頁）中餘震の研究に於て其の震源は房總帶及酒匂、相模帶の二帶上に分布され且其活動は交互に起りし事を認めてゐる。次に白鳥勝義氏は大正十二年九月一日相模灣大地震報文（日本天文及地球物理學輯報第二卷百八十二頁）に其餘震を次の三帶に分ち卽ち（一）富士山北々西より箱根を經て大島に至る一帶（二）丹澤山より三浦半島及房總半島を經て海洋に及ぶもの、（三）霞浦北々西より東京霞浦の中間を通過し房總沖に於て（二）と會するもの。以上三帶に於て各帶の餘震の活動は交互に行はれしを論じ之れに Conjugate Seismic Zones と命名してゐる。最近に至て和達清夫氏が「最近に於ける外側地震帶の活動とその消長に就いて」と題して氣象集誌第二輯第四卷七號に於て大正十三年一月より十五年五月に至る期間の調査より冬は北海道南沖の活動盛んに其の間鹿島灘方面は靜穩に歸し、夏は逆に鹿島灘活動を開始し北海道南沖は衰へる傾向ある事を指摘せり、猶ほ外國にも V. Conrad 氏は墺國氣象臺七十五年記念論文集に於て發震の一年間分布に於て Alpen 地方と Apennin 及 Dinarische Alpen 地方にて正に交互に消長することを示してゐる。

是等の研究によりて此種の事實のあることは明となつたと云ひ得る。更に進んで我國各地震帶なるものに於て如何なる程度に於て此の相互間關係が存するかを調査し是によりて幾分にても地震の機巧に關して或種の暗示を得んとするのが本

第　一　圖

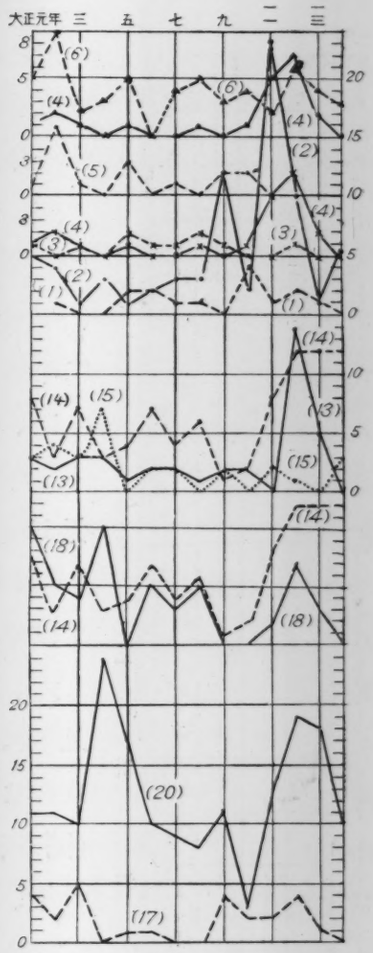
調査の目的である。

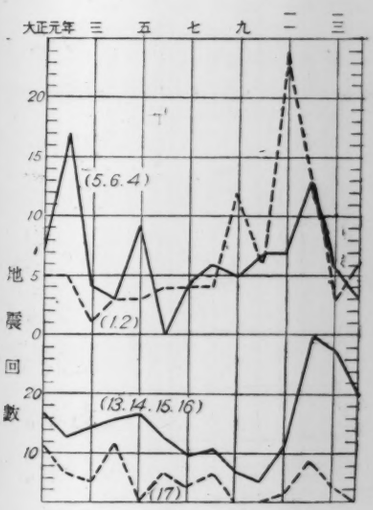
材料及方法

驗震時報第二卷第三號（本邦顯著地震表）顯著地震震源分布圖に據り、今試みに震源の密集せる地方を地震帶と見做し是等を二十五帶に分かち（第一圖）各帶に於て一ケ年間を通じて發生せる顯著、稍顯著、地震の回數を同表より求め（第一表）其年々の變化を比較して見た。又別に四季別による變化の比較も試みた（第二表第三圖）期間は明治四十五年一月より大正十四年十二月に至る滿十四箇年間である。この地震帶の區分は極めて大略のものに過ぎずして境を接する附近に於ては必ずしも嚴格に何れの範圍に屬するかは決定困難である。併し是によりて結論を誤る樣なことは考へられない。

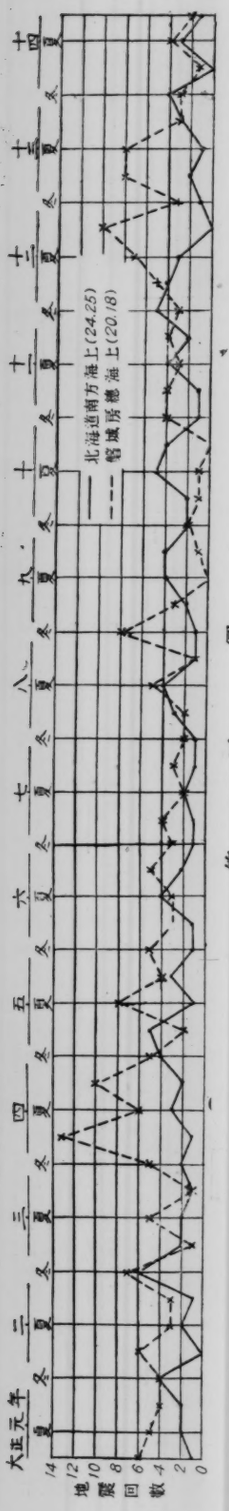
今假りに地震の强さ即ち震度の大小を考慮せずに單に其の回數の多少を以て其地域に於ける（以上二十五帶に分けたる各地震帶又は二三合して一帶と見做したる地震帶）地震活動の盛衰を現はすものと假定し、この假定の下に各地震帶相互間の活動狀況を調査せんとす。

一、臺灣內陸（1）と臺灣東方海上（2）（第二圖）とに於ける年變化の活動の形勢を見るに（1）の活動優勢に向ふ年は（2）の活動衰へ始め、（2）の活動盛になる年は（1）の靜穩に向ふ年で即ち逆の關係が著しく目立つ。圖中大正八年は正（逆の反對）の關係であるが、之は（1）（2）が共に七年八年度の地震回數に變化なく從て正逆何れとも判斷の付き兼ねる場合でつまり弱き意味の正に過ぎない。猶ほ八年十三年と五年目毎に正が現て居る。此の





第　二　圖



第三圖

様な例は後にも一度あつた。

二、臺灣東方海上(2)と沖繩附近(3)(第二圖)大正三年より九年に至る七ケ年は大體に於て逆の關係繼續し、十年以降十三年迄は正の傾向が窺はれる。

三、沖繩島附近(3)と九州西岸より奄美大島に至る地帶(4)(第二圖)とに於ては大正二年三年は逆の關係で四年より九年に至る六ケ年間は大體正となり十年十一年に一寸逆が挟り十二年以降は再び正に歸てゐる。

四、燧灘(7)と淡路島、紀伊水道附近(8)とは大正三年より十年迄六ケ年間は大體正にて十一年より十三年迄は逆の關係が現はれてゐる。(圖は略す)

五、淡路島、紀伊水道附近(8)と紀伊半島內地(9)とに於ては地震回數少なく其の關係は明かならず。

六、若狹灣、琵琶湖、伊勢灣附近(10)と信濃附近(12)とを見るに大正三年より同七年に至る五ケ年間は大體逆の姿で同八年より十一年迄四ケ年は正以後再び逆の傾向が窺はれる。(圖は省略す)

七、相模及相模灣附近(13)と東京灣附近(15)に於ては大正二年より四年までは逆、五年より九年に至る五ケ年間は正、十年以後は大體逆の關係となる。(第二圖)

八、東京北方熊ケ谷附近(14)と東京灣附近(15)とにては十四ケ年を通じて先づ逆の關係と考へられる。但し大正六年同十一年に正の出現あり。是は前記(1)の場合に於ける如く五ケ年目の正にて前者と共に興味ある事項とす、(或は偶然の一致かも知れぬ)

九、東京北方熊谷附近(14)と房總半島東岸及其海上(18)とに於ては大正三、四、五の三ケ年は逆にて他は大體正の關係である。(第二圖)

十、鹿島灘磐城沖(20)と白河附近(17)とは大正六年迄五ケ年間は逆で以後は大概正となる。

十一、臺灣附近(1, 2)と九州附近(4,5,6,)とを見るに大正三年及十三年を除外せば大體逆の關係は成立す。

十二、房總半島沖(18)と關東地方(13,14,15,16)に於ては大正五年迄は正逆入り亂れて居るけれども大正七年以降は正で而も其線の起伏は大體に於ては平行と見て宜し。

四季別による比較研究は地震回數少なき理由より思はしき結果は得られなかつた、唯北海道南方海上(24,25)と房總磐城海上(18,20)とに於て稍々見るべき成績を得た(第三圖)。大局に於ては逆の關係優勢に正の相關は比較的弱い。圖に明かなる如く、大正元年夏より二年の夏に至る五季は大體に逆二年の冬より三年の春迄は正四年の春より六年の秋に至る十季は逆六年の冬に一寸正が現はれ七年の夏より同年冬まで逆八年夏、秋は正となり九年春より十二年冬に至る十六季の長い間は大體逆と見做すべく十四年春夏秋には正が現はれて居る。

總　括

一、臺灣內陸と其東方海上に於て年變化の比較を見るに大體に於て逆に關係が成立するが、他の地域に於ては年によりて正となり逆ともなる。

二、向きの變化は割合に規則正しく行はれ即ち正逆何れかの關係が數年續く事は確であるが併し、正逆の變る週期とも見るべきものは明かでない。

三、(2)と(3)、(7)と(8)、(8)と(9)、(13)と(15)、(20)と(14, 17)との五地域に於ては大正十年を界に其の相互關係の向きを變へてゐる。

論　議

逆又は正の關係の三年、四年或は七季八季等と續いて起る現象が一度限り起りしものならば或は偶然の事ならんも以上記載せる如く各所に幾回も起るを見ればあながち偶然事と見過すことも出來まい。依て此の確率を求めて見た。次に示す第二圖及三圖の各曲線に就き上る向の數 P_1 下る向の數 P_3 殘の場合の數 P_2 を求め全曲線の是等の平均値より次の如き割合を得た。

$$P_1=0.41 \qquad P_2=0.14 \qquad P_3=0.45$$

次に正の場合、逆の場合、其他の場合に就きその確率を求むるに

正の場合　$P_1P_1'+P_3P_3'=0.41^2+0.45^2=0.372$

逆の場合　$P_1P_3'+P_3P_1'=2(0.41\times0.45)=0.368$

殘　$P_1P_2'+P_2+P_3P_2'=0.14+0.14(0.41+0.45)=0.261$

正の起る確率	一回の場合	0.372
	二回續く場合	$0.372^2=0.130$
	三回	$0.372^3=0.055$
	四回	$0.372^4=0.019$
	五回	$0.372^5=0.007$
逆の起る確率	一回の場合	0.368
	二回續く場合	$0.368^2=0.135$
	三回	$0.368^3=0.050$
	四回	$0.368^4=0.018$
	五回	$0.368^5=0.007$
	六回	$0.368^6=0.003$
	八回	$0.368^8=0.00034$

これによつても益々其等の間に何等かの關係の存在するを深く想はしめる、今是に就き少しく想像を許されるならば、正の關係の續くは主として地震帶（主弱線）が總體として活動し又は活動の熄む場合逆の關係の續くは地震帶の個々の部分即ち弱線の枝脈が或る機巧によつて互に相關聯して交互に活動するによるものとも考へられる。尙本篇に於て地震帶と呼びしものは必しも帶狀ならず、故に須田氏に從ひて地震域と呼びたきなれども、震域と云へば又別の意味あり、夫れと混亂するを恐れる爲暫く舊稱に從ふたに過ぎない。

本篇は藤原所員の勸告指導の下に調査せしものである。

第　一　表

	大正元年	二	三	四	五	六	七	八	九	一〇	一一	一二	一三	一四
(1) 臺灣內陸		1			2	2	1	1		4	1	2	1	
(2) 臺灣東方海上	5	4	1	3	1	2	3	3	12	2	23	10	1	6
(3) 沖繩島附近	1		1		2	1	1	2	1			1		
(4) 九州西岸より奄美大島	1	2	1		1			1		1	5	7	2	
(5) 九州中部より種子島	1	6	1		3		1		2	2				
(6) 豐豫海峽、日向灘附近	5	9	2	3	5		4	5	3	4	2	6	4	3
(7) 燧灘附近	2	3	4		1			2	2			2	1	
(8) 淡路島、紀伊水道附近	2		1	1	3			2	1		3	1	3	1
(9) 紀伊半島	2	2	1				1		2		1	1	2	1
(10) 若狹灣、琵琶湖、伊勢灣附近	5	1	3	1	1	2			1				2	4
(11) 遠州灘南方、八丈島南々西沖	1					2	1	1	1	3	1	3	2	3
(12) 信濃附近	11	2	1	1	2		2	2	3			4	1	
(13) 相模、相模灣附近	3	2	3	3	1	2	2	1	2	2		14	5	
(14) 東京北方熊谷附近	8	3	7	3	4	7	4	6	1	2	8	12	12	12
(15) 東京灣	3	4	3	7		2	2		2		2	1		3
(16) 霞浦附近	1	2		1				2				1	9	3
(17) 白河附近	4	2	5		1	1			4	2	2	4	1	
(18) 房總半島東海岸及海上	10	5	4	10		5	3	5			2	7	3	
(19) 房總半島東南遠か沖合		1	1	1	4	1	2		2	1		2		
(20) 鹿島灘、磐城沖	11	11	10	24	17	10	9	8	11	3	13	19	18	10
(21) 奥羽中部	1	2	4			1		1				1	2	1
(22) 金華山東方沖	2	1	5	5	1		1	3	1		1			4
(23) 陸中東方沖	3	4	4	13	4	4		3	2	1				1
(24) 津輕海峽東方、陸奥東方海上	1	6	6	7	9	5	4	8	10	11	9	7	6	5
(25) 十勝東方海上	7	3	2	2	2	3	1	1	2	1	4		3	2
(13)(14) 15 (16) 關東地方	15	11	13	14	5	11	8	9	5	4	10	28	26	18

第　二　表

	大正元年				二年				三年				四年				五年				六年				七年				八年				九年				十年				十一年				十二年				十三年				十四年			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
(24)(25) 北海道南方海上	1	2	2	4	0	2	1	6	2	2	1	2	1	3	2	4	5	1	3	1	1	4	2	1	1	2	1	1	3	4	1	1	2	4	4	2	2	5	4	1	1	4	2	5	4	3	0	1	2	1	3	4	0	3	1	
(18)(20) 磐城, 房總沖海上	6	5	4	4	6	3	3	7	1	5	1	5	13	6	10	5	2	8	4	5	3	3	5	3	4	2	3	2	2	5	1	8	3	0	1	2	1	1	0	4	4	3	4	3	5	7	10	3	8	8	3	3	1	4	2	

Experimental Studies on Elastic Waves. (Part 2)

By

Chûji TSUBOI.

Earthquake Research Institute.

彈性波の實驗（第二報）

所員　坪井忠二

次に述べる彈性波の傳播に關する實驗は、此の彙報の第三號に述べた報告の續きであつて、其の後得られた實驗の結果をまとめたものである。實驗の方法は第一報に述べたものと大差無く、寒天を媒質として、其の表面を傳はる彈性波に就いて、種々の實驗をしたのである。

此の報告で取扱つて居る第一の問題は、彈性係數と密度とを異にする二つの層が重なつて居る時に、其の一番の表面を傳はる表面波の速度が、其の波長や、又層の厚さなどによつて、どんなに變化するかと云ふ事である。先づ固い寒天を容器の中に固めてから、其の上にやはらかい寒天を流して固めて層を作つた。表面には固まる時に、不規則な凹凸を生じるけれども、其處はさしみ庖丁で平に削り取つて仕舞ふ事にした。本文中の第一圖に示した樣に、寒天の一端は垂直に削り取つてあつて、振源から來る波が此處で反射して、表面に沿つて定常波が出來る樣にしてある。此の定常波の波長と、彈性波の源の振動數とを測り、夫等の値から表面波の傳播の速度を計算した。色々な層の厚さや波長に對する傳播の速度は本文中の第一表、第二表に示した通りで、波長を λ. 上層の厚さを H とすると、速度は $\frac{\lambda}{H}$ の函數として與へられ、$\frac{\lambda}{H}$ が大きい程速度が早く、$\frac{\lambda}{H}$ が大きくなるに從ひ下の媒質のみ場合の表面波の速度に、$\frac{\lambda}{H}$ が 0 に近づくに從ひ、上の媒質のみの場合の表面波の速度に、漸近的に近付く事が明にされた。之等の事は、當然彈性論の立場から期待される所であり、本彙報の第三號で妹澤所員の發表された計算とも大體一致した結果なのであるが、元來寒天の樣に彈性的には不完全な物質に彈性論が其儘の形で適用されるとも考へられないし、又實際の地殼を傳はる所謂「地震波」に就いても同樣の事が云へると思はれるのであつて、種々のモデルに就いて行つた寒天の實驗と、實際の地震記象と、彈性論の結果とを比較研究する事に依つて、始めて地殼の構造に關する正當な手がかりが得られるものと考へられる。併し此の點に就いて、現在の粗雜な實驗から決定的の議論をなす事は差ひかへて置く事にした。

第二の問題は、堀を掘る事によつて、媒質の表面を傳はる振動が遮斷されるかと云ふ問題である。之は實際問題として精密な測定等を行つて居る研究所等を、汽車、電車、自働車や其他のものから來る振動から遮斷したいと云ふ時等に屢々議論に上る所である。堀の深さや幅が、來る波長の數分の一のものでも、其の對岸の振幅は堀が無い時に較べて著しく減じる事は、第一報で報告して置いた通りである。其の後實驗した所に依ると、堀の兩岸の振幅の平均の比は、堀を深くすればする程小さくなるが、其の減少の割合は、始めの中

が急で後は次第にゆるくなるので、或る一定の深さになると、夫以上堀を深くしても大した效果が無いと云ふ事になつた。之は平均振幅に就いてであるが、對岸のきまつた點に就いて見ると、堀に近い點は淺い堀によつても其の振幅が非常に減るが、遠くの點では殆んど影響が無い。所が堀を段々深くして行くと、一旦非常に振幅が小さくなつた堀に近い點は、最早夫以上大した影響を受けないが、堀から遠い點は次第に其の振幅が小さくなつて行く。之等の結果を實際に適用しやうと云ふに就いては、實際の地面を傳はる表面波の振幅が深さと共に減少する割合が知られて居ないから、はつきりした事は云へないけれども、寒天に於けるよりは急な割合で減るのであらうと云ふ事は略想像される所である。若しさうだとすれば、問題になる樣な振動は、傳播速度が毎秒數百米、周期が一秒の十分のいくつと云ふ位であるから、深さが十米內外の堀で充分所要の目的が達せられるものと考へられる。尙堀に近い所は淺い堀でもかなり振幅が減少するといふ實驗の結果から見ると、實際の堀は問題になつてゐる建物になるべく近く作るのが有效であらう。

The experimental investigation described in the following pages forms a part of our scheme of researches into different fields of phenomena concerning the propagation of elastic waves. The first report of the experiments has appeared in the last number of this Bulletin.(1) Since that time, some new results have been acquired of which the present paper is a report.

The general arrangements of the experiments are essentially the same as those described in the previous paper, but some modifications have since been introduced here and there when they seemed to be necessary or desirable.

Briefly, a mass of agar-agar was solidified in a rectangular vessel with a dimension of 80 cm. in length, 25 cm. in width, and 30 cm. in depth. In the solidified mass, a circular brass rod with its diameter 1 cm. and its length 24 cm. was imbedded horizontally at a certain depth from the surface. The rod was connected by means of a thin vertical rod to an eccentric wheel which is driven by an electric motor. The brass rod thus set in vertical vibration served as a source of elastic waves. The reflection of the elastic waves either at the bottom and the sides of the vessel could be practically excluded by spreading pads of cotton wool on these sides to a sufficient thickness, by means of which the waves were continuously damped away without any sensible reflection.

The vessel for containing the medium was so constructed that its side walls can be removed after the agar mass was solidified. Fine powders of aluminium were then blown onto the side face of the mass, which served to

(1) T. Terada and C. Tsuboi, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 3, (1927) 55.

indicate the path of the vibrational motion of each individual particle on the lateral surface of the medium. Unlike in the previous experiments, the modes of vibration of the medium thus revealed were observed directly through a telescope fitted with a micrometer gauge, by means of which the measurement were made of the dimensions of the trajectory of each individual particle of the medium.

It will be not out of place here to remark that when the surface of the mass is sufficiently plane, the path of each particle of the medium as indicated by the aluminium powder is observed to be an ellipse whose major axis is vertical and remains in a ratio approximately 10 : 7 to the minor axis. The ratio of the two axes observed in this case is almost exactly what is required by the theory of the Rayleigh wave. On the other hand, the decrease in the amplitudes of vibration with depth from the surface was also seen in the previous paper to be almost exactly what is required by the same theory. Thus there remains hardly any doubt that what we are observing is nothing else than the Rayleigh wave. So far as the writer is aware, the positive identification of the Rayleigh wave in the case of the actual earthquake has not yet been made. The cause seems to be generally attributed to the imperfection of the vertical seismograph to record the motion of the earth. In these connections, it seems not uninteresting that we have demonstrated the positive existence of the Rayleigh wave experimentally.

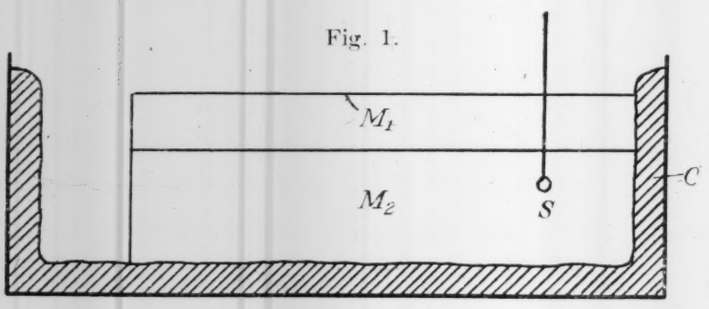
10. Dispersion of the Surface Waves along the Surface of a Stratified Layer.

A somewhat concentrated solution of agar-agar was solidified in the rectangular vessel. The surface of the solidified mass became corrugated into an irregular wavy form owing to its own shrinkage during the course of solidification. For cutting off these wavy parts of the surface, use was made of a flat long knife, called "Sasimi-Bôtyô" specially deviced for the use in Japanese cookery. After cutting off these wavy parts, a more dilute solution of agar-agar than the first was poured upon the latter to be solidified into the form of a horizontal superficial layer. These two masses stick to each other so firmly that there is no slipping along the boundary between them. The uppermost surface was also shaved into a horizontally plane surface by cutting off the superficial wavy parts by the knife. The source of vibration was imbedded in the

lower medium. For the present, it will not be of a very important difference, however, whether the source of vibration is imbedded in the lower medium or in the upper, because what we are observing is the surface wave at a distance sufficiently large from the source compared with the wave-length of the elastic wave.

As is shown in fig. 1, one end of the agar mass was cut down vertically so as to form a sharp edge or cliff. At this edge, the progressive wave was reflected backwards and consequently a stationary wave was generated along the surface of the medium.

Fig. 1.



M_1.....Agar mass
M_2.....Agar mass
S .....Source of vibration
C .....Cotton wool

The nodes and loops of the stationary wave appeared very distinctly so that the wave-length of the stationary wave could be measured at once. The product of twice the wave-length into the frequency of the vibration will give the velocity of propagation of the elastic wave.

By these processes, the velocities of propagation of the elastic waves were determined for different wave-lengths for a given thickness of the upper layer. After a series of these measurements were carried out, the thickness of the layer was diminished by 1 cm. by cutting off the surface with the flat long knife. With thus reduced thickness of the layer, the velocities of the wave were again determined for different wave-lengths and so on.

It is evident that the wave-velocity depends on the wave-length λ and the thickness of the superficial layer H only through the quotient $\frac{\lambda}{H}$ if we neglect the effect of the surface tension of the medium.

A few examples of the results of the measurements are shown in the following tables.

TABLE I.

Thickness of the upper layer H (cm.)	Frequency of Vibration f (per min.)	Wave Length λ (cm.)	$\frac{\lambda}{H}$	Velocity $v\left(\frac{\text{cm.}}{\text{sec.}}\right)$
5.5	1930	5.90	1.07	380
4.5	1950	5.86	1.30	381
3.5	1830	6.31	1.80	385
3.5	1720	7.30	2.06	413
2.5	1890	7.12	2.85	449
2.5	1720	8.70	3.48	499
1.5	2000	7.20	4.80	480

The upper medium.....1.6% of agar-agar
The lower medium.....2.4% of agar-agar

Fig. 2. The Velocity for Different $\frac{\lambda}{H}$

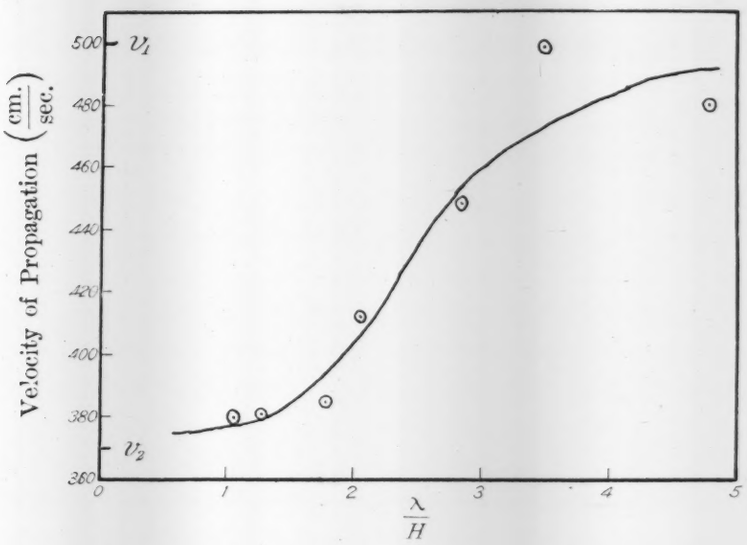
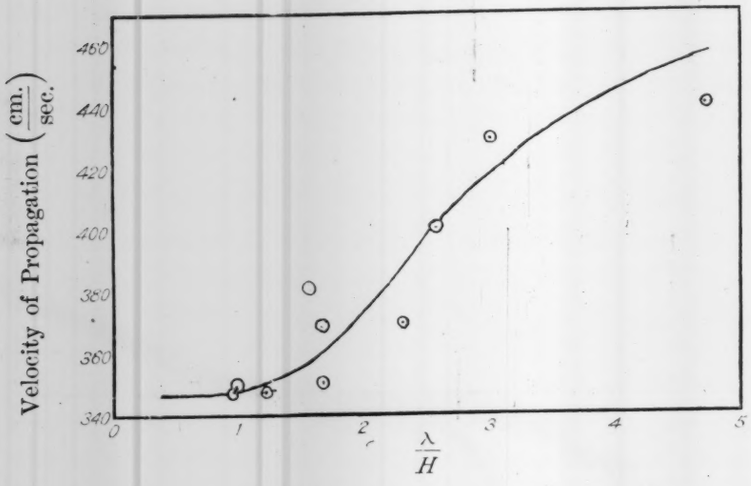


TABLE II.

H	f	λ	$\frac{\lambda}{H}$	v
5.5	1910	5.50	1.00	350
5.5	1980	5.28	0.96	348
4.5	1620	7.05	1.57	381
4.5	1900	5.50	1.22	348
3.5	1900	5.83	1.67	369
3.5	1790	5.88	1.68	351
2.5	1720	7.50	3.00	430
2.5	1890	6.40	2.56	403
2.5	1920	5.78	2.31	370
1.5	2000	7.10	4.73	440

The upper medium.....1.8% of agar-agar
The lower layer .....2.4% of agar-agar

Fig. 3. The Velocity for Different $\frac{\lambda}{H}$

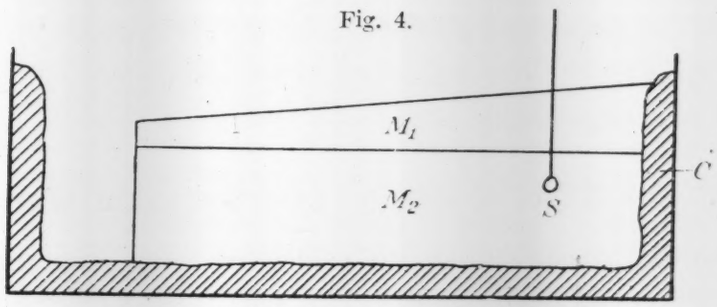


In the above results graphically represented in fig. 2 and 3, v_1 and v_2 are the velocities of the elastic waves in the case when the thickness of the upper layer tends to infinity or zero, or the wave-length to zero or infinity. In other words, v_1 and v_2 are the velocities of the Rayleigh wave on the surface of the single medium M_1 and M_2 respectively.

The medium of the lower layer in the two cases of the experiments was one and the same sample and it is seen in both cases that the velocities of the wave tend to one and the same value when the wave-length tends to infinity, as might be naturally expected.

When the thickness of the upper layer is not uniform along the path of the elastic wave but changes gradually as is shown in fig. 4, the velocity

Fig. 4.



M_1.....Agar mass
M_2.....Agar mass
S .....Source of vibration
C .....Cotton wool

of propagation of the elastic wave is of different values from point to point. The wave-length of the stationary wave along the surface is the longer, the nearer is it to the edge. The elongation of the wave-length must mean so much increase in its velocity of propagation. An example of the measurements in such a case is summarised in the following table.

Table III.

Mean Depth H (cm.)	1.65	2.15	2.75	3.35	3.90
Wave-length λ (cm.)	7.0	6.5	6.2	4.9	4.8
λ/H	4.24	3.02	2.25	1.96	1.23
Velocity v (cm./sec.)	432	401	382	302	296

Frequency of vibration.....1850 per min.

The general features of the relation inferred by these experimental results are in qualitative agreement with the outcomes of the elastic theory recently developed by K. Sezawa[1] of our Institute. Any detailed discussions, however, regarding, for example, the effect of the imperfection of the elasticity of the medium cannot be drawn in the present state of our experiment.

On the other hand, B. Gutenberg[2] pointed out the dispersion phenomena in the actual earthquakes, which shows in its features a substantial coincidence with the present experimental results.

It may of course not be justified to identify the actual earthquake "waves" at once with such a mathematically pure waves as treated in the present experiments or in the elastic theory, yet we may hope to get some clue for elucidating the physical configuration of the earth crust, on one hand by paying special attentions to dispersion phenomena of the earthquake "waves", and on the other hand, carrying out more or less systematic experiments on various classes of models of the crust.

11. The Effect of a Canal as a Screen for Waves.

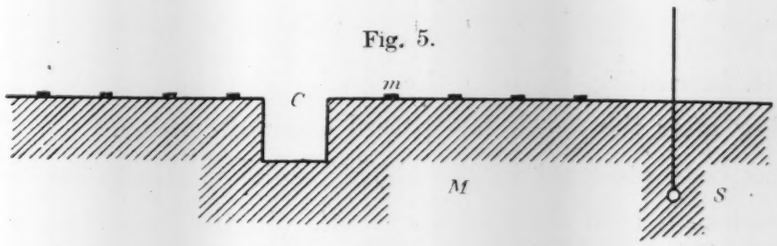
The preliminary discussions of the said effect were given in the previous paper where the facts were emphasised that a canal of which both the width and the depth are a few tenth of the wave-length was found to be sufficiently effective in reducing sensibly the amplitudes of vibration on its opposite side. The efficacy of a given canal in this respect depends on its relative size to the wave-length of the incident wave, and is greatest at a certain definite value of the latter. In the present article, it will be studied how the efficacy of a canal in this respect dapends upon its depth.

A number of small concave mirrors were arranged on the surface of the medium along a straight line perpendicular to the length of the canal as is shown in fig. 5.

A light from a tungsten pointolite was projected on all of the mirrors and was reflected from them to make small bright images of the light source on a frosted plane glass screen placed in a suitable position. After the source was set into vibration and the motion of the medium has attained its stationary state, each of those spots describe one and the same track repeatedly. Photographs

(1) K. Sezawa, Bull Earthq. Res. Inst., Vol. 3, (1927) 1.
(2) B. Guteuberg, Phys. Zeits., 25 (1924) 377.

Fig. 5.



C.....Canal
M.....Agar mass
m.....Small concave mirror
S.....Source of vibration

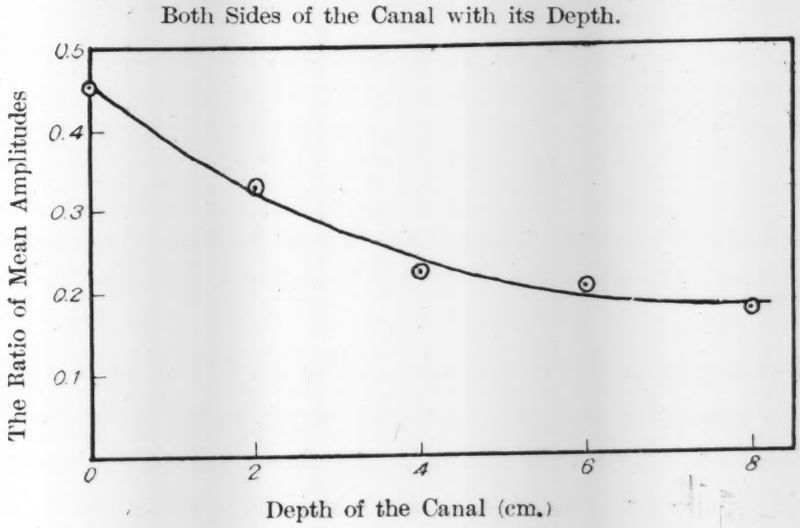
were taken of these paths of moving images by an ordinary camera. The measurements of the amplitudes of vibration of the spots were made with thus taken images on the photographic plates. The ratio of the mean amplitudes of vibration of both sides of the canal is very much affected by the depth of the canal. A few examples of the results of measurements are shown in the following table and figure.

TABLE V.
Ratio of the Mean Amplitudes of Both Sides of the Canal

Depth of the Canal		0 cm.	2	4	6	8
Experiment	1	0.481	0.402	0.250	0.303	0.220
	2	0.435	0.447	0.220	0.242	0.202
	3	0.417	0.195	0.157	0.148	0.081
	4	0.474	0.277	0.278	0.219	0.199
Mean		0.452	0.330	0.226	0.203	0.176

Width of the Canal.....2 cm.

Fig. 6. The Decrease of the Ratio of Mean Amplitudes of Both Sides of the Canal with its Depth.



As can be seen from the above results, the ratio of the mean amplitudes decreases with increasing depth of the canal. But the decreases becomes comparatively slow after the depth has passed a certain value.

What has been observed in the above results is chiefly connected with the mean amplitudes on both sides of the canal. In the following, the modes will be studied in which the amplitudes at a point at a definite distance from the canal decrease with the increasing depth of the canal.

As seen with a telescope, the surface of the medium in motion appear, somewhat like the fig. 7. The thickness d of the parts in half shadow indicates the amplitudes of vibration at the surface. The distribution of the amplitudes of vibration thus manifested along the surface of the medium were surveyed by a micrometer gauge mounted in the telescope.

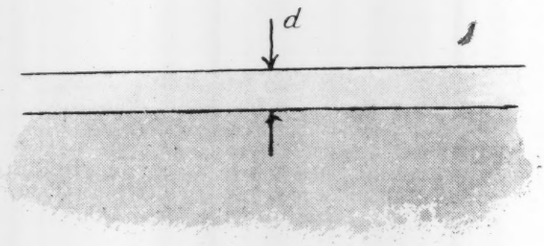


Fig. 7. The Surface of the Medium in Motion as seen with a Telescope.

In the following example, the modes can be seen in which different parts of the opposite side of the canal decrease in amplitude with increasing depth of the canal.

TABLE VI.

Amplitudes of Vibration (in arbitrary scale)

Depth of the Canal / Distance from the Canal	0	2	4	6	8
2 cm.	100	51	48	42	39
6	100	64	46	58	36
10	100	103	47	60	46

As can be seen from the results above, the amplitude in the point nearest to the canal is greatly decreased even by a very shallow canal while those in distant points are not so much affected. As the canal is gradually deepened, the amplitude in the point nearest to the canal which has once been greatly

reduced suffers scarcely any further effect, while those at distant points are gradually reduced.

The general features of the relation implied in the above statements will be summarised in the following schematic figure.

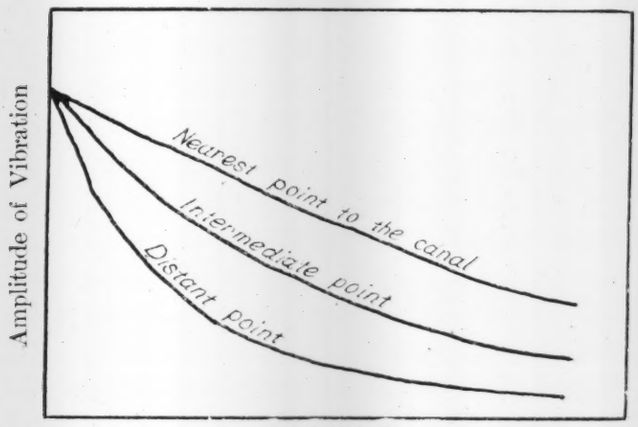


Fig. 8.

These features are quite analogous with those experienced in the familiar phenomena of sound shadow behind an obstacle. The canal in the present experiment may correspond to an obstacle for the sound wave. In the latter case, even a very narrow obstacle is sufficient to throw shadow just behind of it, but is incapable to produce any sensible effect upon the intensity of the sound at a distant point from itself.

It has not infrequently become the favorite topic among the physicists and the engineers in our country how will it be possible to screen from traffic and other artificial disturbances a research laboratory or an observatory of any kind constructed on the weak ground where different kinds of fine measurements are going on. If such disturbances are justified to be regarded as a kind of surface wave, the experimental results obtained above might afford some clue to the possibility of the attempt.

We have good reasons to expect that the amplitudes of vibration in the superficial soil decrease with depth more rapidly than in the agar-agar of the present model experiments. Therefore, if a canal is constructed on the superficial soil in the same relative scale of magnitude with the wave-length as in the present experiments, we may naturally expect its effect to be more efficient than in the present experimental case. The velocity of propagation of such disturbances being of an order of a few hundred meters per second and its period a few tenth of a second, the wave-length will be a few tens of a meter. Thus a canal whose width and depth are less than ten meters will be sufficient to produce a desired reduction in the amplitudes of vibration. And it might be added further that the nearer the canal is constructed to the laboratory in question, the more efficient is its effect.

In conclusion, the writer wishes to express his sincere thanks to Professor Torahiko Terada for the advices given and the interests taken throughout the course of the present experiment.

October, 1927.

(to be continued)

Experiments on the Modes of Deformation of a Layer of Granular Mass Floating on Liquid—Some Application to Geophysical Phenomena.

By

Torahiko TERADA and **Naomi MIYABE.**

液面に浮ぶ粉狀物質の層の變形に關する實驗並に
地球物理學上に於ける類例現象

所員　寺田寅彦
所員　宮部直巳

摘　要

（1） 前號所載日本海沿岸の島列に關する論文に述べたる假說の一例證として行ひたる實驗の結果を略述す。

（2） 內陸地殼の模型としては各種の粉を選び、其下層にありと想像されたる粘流動性物質の代りに糖蜜又は水飴の如きものを用ゐて實驗せり。

（3） 模型地殼の緣邊に張力の働く場合、地殼模型下層の液が一方に流動する場合、並に垂直線が地殼に對し傾斜せる場合に就て實驗したり。

（4） 粉の性狀、液の性質、力の加へ方によりて粉層の變形、破壞の樣式に種々あること、其等の樣式に類似する地殼の形態が實際に存在すべきを例示せり。

（5） 緣邊島列の模型につきて、實際の島列と同樣の週期的帶狀構造の生ずることを示し、此の如き週期性の生因に關する理論を述べたり。

（6） 極東島環の生成に關する著者の前說を引き、此れを模型につき說明したり。

（7） 現在の實驗の結果に基きて、更に前號論文に於ける考察の不備を補ひ、沿岸淺海の地殼構造に關する考を述べたり。

Introduction.

In a previous paper[1], one of the present authors pointed out a possible geophysical significance of the conspicous island zones fringing the Japan Sea coast of this country, and ventured to propose a rather bold hypothesis to the effect that the islands may represent the pieces of the earth crust which were torn off and are drifting away from the margin of the main land. A promise was there made to report on some experiments made for illustrating the

(1) This Bulletin, **3** (1927), 67.

supposed separation of the marginal fragments. In the following, a brief summary will be given on some of the results thus far obtained.

Method of Experiment.

The working hypotheses underlying our scheme of experiments are:

(1) That the main land is a layer, or plate, of *sial* mass floating upon a substratum of *sima*,[1]

(2) That the sial land mass is crumpled up by horizontal pressure and torn asunder by tension, and

(3) That the sima mass behaves as a viscous fluid against such a kind of stress of long duration as is here concerned.

For realizing the above relation of things in its essential physical characteristics by mean of a model convenient for laboratory experiments, the matter of primary importance is the proper choice, firstly, of the materials for representing the sial and sima mass and, secondly, of the modes of applying stress to the model crust.

The behaviour of the sial crust toward the stress acting in the horizontal direction, for a long duration, is generally considered to be considerably different from that of an ordinary elastic body. It is to be regarded rather as an aggregate of some loose mass which behaves as a plastic body toward a pressure and as a brittle material towards a tension. According to the authors' experiences such a condition may be most suitably fulfilled by a layer of powder, with more or less degree of cohesion existing between the constituent grains. For this reason, following materials were chosen for constructing our model crusts:

(a) Fine sand, grain diameter less than 0.5 mm. Proper cohesion may be obtained by wetting. Dry granitic sand was also used.

(b) Powder for plaster of Paris.

(c) Talc powder.

(d) Starch powder. This kind of powder is characterized by its property to absorb water gradually and sink into the liquid in detached pieces.

(e) "Sanatogen" powder. This substance is gradually dissolved in water

(1) We adopt Wegener's terminology for simplicity's sake, though the physical properties of the ideal sub-tances here designated by the terms, sial and sima, are left open for the subjects of our investigations.

and immediately forms a continuous glutinous substratum under the powder mass.

It will be seen that a wide margin of possibility is taken into account by the use of these varieties of materials.

One may perhaps object to an apparent absurdity of our attempt to imitate the "solid" earth crust by such a weak substance as above mentioned. A little consideration will, however, convince the adequacy of our procedure. In the case of such a vast dimension as of the actual earth crust, the effect of gravity becomes already predominant over that of the elasticity, especially when slow deformations are in question. Besides, the effective elasticity or strength of the crust is by no means the same thing as the average one determined in laboratory with a defectless sample of a small dimension. Joints and fissures which may probably extend to a considerable depth[1], should greatly lower the effective strength of the material, especially against a tension, and thereby tend to make the analogy with a powder mass the more complete, the larger the scale of the body considered. Again, according to another series of experiments by the same authors, which are now going on[2], it may be shown that different varieties of faulted and folded structures such as are met with in our crust may most faithfully be imitated by means of sand strata subjected to horizontal stresses, while the same is scarcely possible with an ordinary elastic material under the usual laboratory conditions.

For representing the sima material were chosen: (a) Water, (b) Treacle, obtained as a by-product in sugar manufacture, and (c) "Miduame" a highly viscous substance obtained from barley by a process of fermentation.

As for the mode of application of stress to the model crust, different alternatives enter into consideration.

Firstly, it may be that the sial plate is subjected to a tension outwards acting perpendicular to its marginal boundary, for example by the submarine surface crust of solidified sima. This possible case may in some measure be imitated by using starch powder floating upon water or treacle, since, on account of the difference in surface tension between the fresh surface of the liquid and

(1) F. D. Adams, Jour. Geol., **20** (1912), 97; L. V. King, ibid, 137.

(2) A part of the results of these experiments is given in another paper given in this number of the Bulletin. Further reports will follow.

the surface once "tarnished" by powder[1], the margin of the powder mass placed on the clean surface of liquid tends to be torn off and recede from the main body.

Secondly, the case may be possible where the relative flow of the sima stratum beneath the sial crust, directed outwards, exerts a dragging force on the "root" of the marginal sial mass and tend to detach some portion of it off the margin. Such a case may be imitated in some measure by pushing a thin plate, B (Fig. 1), placed on the bottom of the vessel, V, containing the liquid, L, in the direction of the arrow such that the plate displaces the lower layer of liquid lying beneath the floating mass of powder, P, which occupies a half breadth of the vessel. In this way an undercurrent may be generated which is directed from below the model crust toward its margin. The plate used for this purpose is of brass, 1 mm. in thickness and 9×30 cm. in area. We call this the B-plate for the subsequent reference. On the upper face of the B-plate are attached three strips of wood parallel to the direction of its motion, i.e. perpendicular to the margin of the powder mass. The strip is 7 mm. in thickness and 1.3 cm. in breadth. These appendages were purposely introduced with the intention of giving some local irregularity of the undercurrent which will otherwise be uniform along the straight margin. In the following, we will call, for convenience's sake, that direction of motion of the B-plate positive when it is moved toward the powder mass as shown by the arrow (Fig. 1).

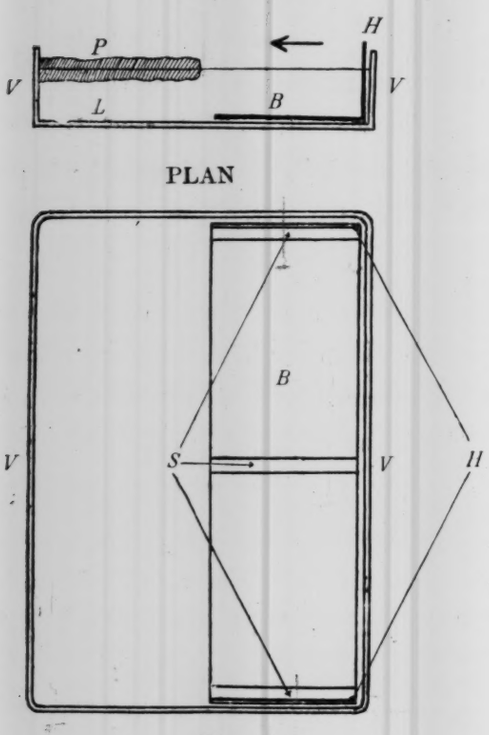


Fig. 1.

V : Vessel.
P : Powder
L : Liquid
S : Strip
B : Plate which is pushed in the direction of arrow by the handle H.
H : Handle

(1) By a rough measurement, the ratio of the two values of the surface tension is found to be 1 : 0.75.

The third alternative is the case when the drift of the sial crust is caused by any change in the direction of plumb line, for instance due to a change in the position of the earth's pole, or in the rate of rotation of the earth. Such case may be represented in some degree by slightly tilting the vessel containing the model, at least in the case of highly viscous liquid such as *miduame*.

In all the experiments, the vessel was filled with the clean liquid to a suitable depth, usually 2-3 cm. A glass plate, with the same breadth as the vessel was then dipped vertically into the vessel so that the surface of the liquid is divided into two adjoining rectangular compartments. The powder is then scattered with a sieve evenly upon the surface of the compartment on one side of the glass plate, while the other side is covered. When the layer of powder has attained a proper thickness, mostly 0.5–1 cm., the vertical glass partition wall is taken away carefully so that the marginal part of the powder crust is not much disturbed by this procedure.

Results of Experiments.

In the following, we will briefly describe some of the numerous results obtained with different combinations of the different kinds of liquid and powder.

(1) Experiments with starch powder on treacle.

In this combination of liquid and powder, the surface tension plays an important role as already mentioned, as it exerts a sensible traction on the margin of the powder crust perpendicular to its "coast line" and tends to tear off zones of elongated "islands", as may be represented by Photo. 1. What is interesting in our point of view is the fact (i) that the breadth of the zones detached seems to be statistically of definite magnitude, being of the same order as that of the thickness of the crust, and also the fact (ii) that the length of the islands shows some definite statistical distribution. (i) corresponds to the fact that there exists some statistically definite distribution in the dimensions of the block structures of the crust. (ii) may find a facsimile in the case of Kurile or Loochoo Islands. On the other hand, the quasi-periodicity of zones apparent in this photogram corresponds strikingly to that of the actual island zones pointed out in the previous paper.

Quasiperiodic modes of fractures of solid form for themselves a very wide class of phenomena of frequent occurrence, though hitherto unduly neglected

by most physicists, perhaps not on account of lack of interest, but mainly due to the difficulty of finding the proper weapon of attack for the investigation of the allied matter. Recent progress in the theory of natural fluctuations seems to throw some light on a possible step towards this direction. Meanwhile, the present writer published some years ago a short note[1] on apparent periodicities revealed in sequences of different natural phenomena. It was shown that if a_1, a_2, a_3, ... be the sequence of number or value subjected to fluctuation and a's are independent of each other, the average period of occurence of maxima or minima of the sequence is little more than 3. If, then, the sequence

$$A_n = a_{n-i} + a_{n-i+1} \cdots + a_{n-1} + a_n + a_{n+1} + \cdots + a_{n+i}$$

be derived from the above series, the average period of A's will be a little more than $6i$, provided i is sufficiently large and the sequence of A be smoothed into a continuous "curve."

To apply the same idea to the present case, we may suppose the layer of powder mass to consist of a large number of elementary strips parallel to the margin, or the coast line. The resistance to fracture of any given strip may be considered to depend on the state of aggregation of powder within a certain region including the said strip in its middle part. Then, the effective strength of a zone, as the function of its distance from the margin, will be subjected to a natural fluctuation of the kind above conceived, of which the average period will be of the order three times the length of the region effectively coherent with the specified element at its centre. It is evident that the above length of coherence will be determined by the thickness of the crust and in any case will be of the same order of magnitude with it.

Returning to our proper subject we will now describe further experiments. If the model island zones above described be pushed back toward the main crust mass by means of the same glass plate as above mentioned and then carefully released, the zones tend to drift off again and form similar zones as before, though the distribution this time is much more irregular than in the first case.

Photo. 2 represents another case in which the fracture is much intricate, partly due to the small thickness of the crust and partly due to some initial

(1) Proc. Tokyo Math. Phys. Soc., **8** (1916), 492. See also the mathematical theories for the explanation of the fact by M. Watanabe, ibid., 483 and T. Kameda, ibid., 556.

disturbances. The isles were afterwards pushed back and released. Photo. 3 represents the state at 50 sec. after the release and shows that the engulfment of the fragmental crusts by the underlying liquid is considerably advanced. Pl. II, Photo. 4 is an example in which the powder was freshly strewn upon a layer which was left for a while to imbibe the liquid. In this case, the frequency distribution of the distance of islands was examined.(1) Taking all the islands, except very small ones, less than 2 mm. in length, the maxima of frequency of the distance were found at 16, 31 and 54 in an arbitary scale, i.e. approximately at 1 : 2 : 3. If the central zone alone be taken, excluding the parts lying outsides of the two lines marked in the overlaid sheet the frequency maxima fall at 13, 27, 42 and 58, i.e. at 1 : 2 : 3 : 4 roughly. The relation is quite analogous to that pointed out with respect to the actual island zones in the previous paper.

Fig. 2 (A). Eastern Coast of N. America, (near Nova Scotia)

Fig. 2 (B). Coast of Dalmatia.

Photo. 5 was obtained with powder which had been much disturbed by previous treatments such as pushing back and releasing the scattered islands repeatedly. A

(1) Cf. the previous paper cited. The "islands" taken for the statistics are shown on the overlying sheet of Pl. II. Photo. 4 in which the "lengths" of the islands are shown by detached lines.

local stream of the liquid has thus torn off a part of the marginal crust. The general appearance of the fractured coastal region reminds us of the map in a suitable scale of the vicinity of Nova Scotia and Newfoundland, Fig. 2 (A), which was especially cited by Wegener[1] in his book, for illustrating the rotating motion of a local block. In Photo. 6, the same crust after one hour has sunken considerably under the liquid surface. Note the resemblance of the left hand margin to the W-coast of Canada, or Dalmatia (Fig. 2 (B)).

In the treacle used for experiments for some time, starch is gradually dispersed, probably in a colloidal form. If the liquid thus "saturated" with starch be filtered with cotton fabric, the surface tension effect which is remarkable in fresh liquid, is reduced considerably. With thus treated liquid we may conveniently study the effect of the under-current generated by the motion of the B-plate mentioned above. Photo. 7 was obtained after applying alternate undercurrents by pushing the B-plate in positive and negative directions repeatedly. This Photo. will be of interest in comparison with the central part of our main island, Honsyû: The rectangular strip of powder mass which had formerly been attached to the upper edge of the Photo. was drawn out towards the central part of the vessel by the action of the current. A bending force thereby resulted in the formation of an open V-crack—a bay or "fossa magna"—while some fragments of mass detached from the opposite side have formed a "peninsula" and an "island", which may be compared with our Noto and Sado with respect to their configurations.

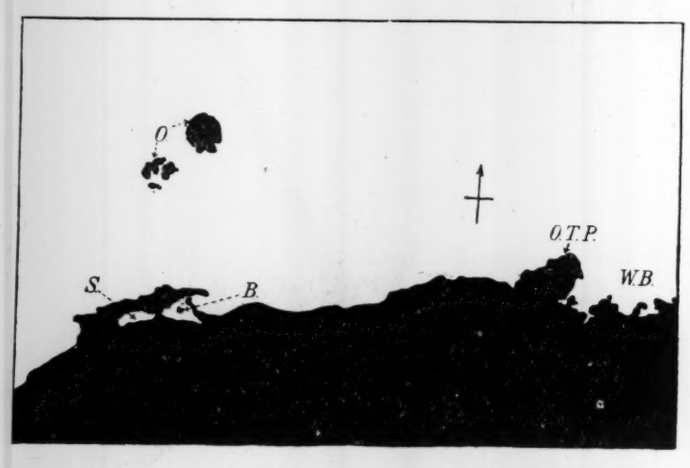


Fig. 3. Coast of San'in districts in SW-part of Honsyû (the Main land of Japan)

O. : Oki Islands. O.T.P. : Oku-Tango Peninsula.
S. : Sindi-ko (Lake). W.B. : Wakasa Bay.
B. : Basaltic Island.

Photo. 8 was obtained by a rather thick layer of starch by pushing the B-plate in the positive direction and may be compared with the region in the vicinity of

(1) Die Entstehung d. Kontinente etc., 3te Aufl., 41.

Idumo on the Japan Sea coast of W-Honsyû (Fig. 3). The Lake Sindi with a strip of mountainous block on its northern side is shown towards the left, while the Isles of Oki are represented by some scattered drifting pieces off the "coast".[1] The much disturbed coast towards the right may in some respect be compared with Tango and Wakasa regions. The recent destructive earthquake took place just at the "root" of the Oku-Tango Peninsula.

(2) "Sanatogen" powder on treacle.

When a layer of "sanatogen" powder is spread on the surface of treacle, it forms immediately a coherent glutinous substratum, so that the detachment of marginal pieces does not take place. The layer is gradually stretched out in its breadth. When it is subjected to alternate undercurrent repeatedly, characteristic ridges and furrows are gradually developed which are parallel to each other and also to the coast line. The mechanism of formation of these wave figures might be compared with that of some actual mountain ranges.

(3) "Plaster of Paris" powder on treacle.

Owing to its large specific gravity, the gypsum powder is apt to sink into the liquid substratum. Photo. 9 shows an example which was obtained after repeatedly moving the B-plate in alternate directions. It will be of some interest in showing characteristic inland cracks as well as the mozaic of the traces of foundered blocks, in the lower part of the photogram of the model crust. The latter may in some measure illustrate the mechanism of stoping of the surface crust by the batholithic substratum. The longitudinal inland cracks may correspond to longitudinal volcanic zones.

(4) Talc powder on treacle.

Photo. 10 shows the state obtained by a layer of talc powder upon treacle after moving the B-plate twice in positive and negative directions alternately. Fine parallel marginal strips and a number of rectangular central blocks will be noted. The former shows some analogy with such region as Dalmatian coast or the southern coast of Tosa[2]. The latter is of a special interest as it reveals a striking formal analogy with the rectangular block structure of NE

(1) The fact that a basaltic island (Fig. 3, B) exists in the midst of the lake may be taken as a support of our hypothesis.

(2) See Terada's paper on this district, in this No. of the Bull. Also, T. Tsujimura, "Tikeigaku" (Japanese), 474.

part of Honsyû, which is strikingly indicated by the numerous river courses[1]. Photo. 11 shows a stage of much advanced deformation after a further continuation of periodic undercurrents. SW part of Japan main island may perhaps be compared with this state, with respect to its disturbed state revealed by the formation of detached blocks such as Sikoku and Kyûsyû and also of the Inland sea.

(5) Sand on "Miduame".

Fine river sand, with grain-diameter less than 0.5 mm., was spread on "miduame". Photo. 12 and 13 show the state obtained after 1.5 and 7 minutes respectively, on tilting the containing vessel by an angle of about 3°. Near the rear end of the moving sand crust, cracks are formed nearly parallel to the margin. The cracks are gradually widened, while the strips between the cracks are gradually bent into characteristic arcuate forms (Fig. 4) reminding us strongly of the system of girland islands in the Far East. The process here coming into play is just what one of the authors has imagined in a previous paper[2] in which the formation of the Japan Arc was explained by a gradual departure of the marginal strips of the continent. As the paper cited was written in Japanese, it will be convenient to repeat in the following what was there meant:

Fig. 4.

A simple experiment was described in the paper cited. A plate of rubber, 2 or 3 mm. thick, with an areal dimensions of several cm. breadth into several ten cm. length was taken. A number of parallel straight cuts (Fig. 5 A) are made parallel to the longer sides of the plate, the interval between the adjacent cuts being about 1 cm. The cut is not continuous such as to divide the plate into separate parts, but is made intermittent as shown in the annexed figure (A), leaving short uncut portions between the successive cut portions of 10 cm. length. Each uncut portion is made to be situated between the cut parts of the

(1) S. Ono, *Kensinziho* of Centr. Met. Obs., **1** (1925), No. 1, 3 etc. He drew attention to blocks with about 60 km. breadth which recur most frequently in the distances between mountain ranges etc.

(2) Report of the Earthq. Invest. Comm., No. 100 B (1925), 63-72.

both adjoining cut-lines. This plate was placed upon a layer of " miduame " spread on a wooden basin. It was then stretched horizontally, in the direction perpendicular to the lines of cut. By this procedure the cuts were gradually opened and the entire plate was transformed into a kind of net-work as represented by (B) in Fig. 5. It was pointed out that a system of girland islands and mountain ranges may be generated by an analogous process. It was added then: "It is not difficult to conceive *some disturbing force* which may produce similar periodic *initial lines of cut* at the margin of the continent as in the case of the above model."

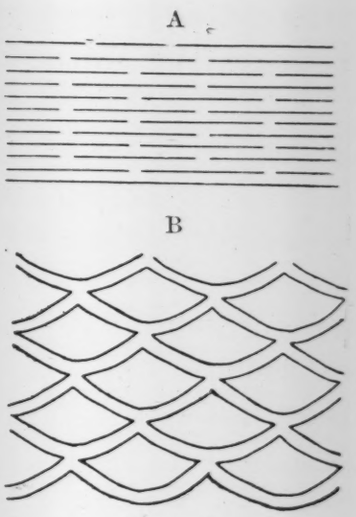


Fig. 5.

The present experiments may be regarded as an illustration of this "disturbing force" which was vaguely stated in the previous paper.

The above experiments were made with fine sand suitably wetted so that some cohesive action is effective. By experimenting with dry granitic sand, the model crust is stretched rather uniformly on inclining the vessel. On reversing the inclination, the crust shows a tendency to form a gentle broad fold with its axis parallel to the margin, i.e. perpendicular to the direction of inclination. This will show that a fold may be formed even in the case of a crust apparently devoid of elasticity in its usual sense.

Discussions.

Summarizing the results of the above experiments, we have seen that a stratum of loosely coherent mass floating on a liquid, when subjected to some kinds of disturbance, is liable to be torn off into a number of strips parallel to its margin, with a definite statistical distribution of sizes. The strips thus torn off are gradually drifted away from the margin of the main mass, either by a surface traction or by an undercurrent. This is just what was here intended to demonstrate with respect to our working hypothesis regarding the geophysical significance of the island zones along the Japan Sea coast.

The striking analogy between the various forms of the disturbed model crust and the actual configurations of land and water cannot, in the author's opinion, be entirely due to a mere chance, but is brought about on account of the

real agreement in the essential physical factors involved in the both phenomena.

In applying the results of our experiments to geophysical problems, one of the objections which may perhaps be made, is the apparent difficulty of considering the shallow shelf sea lying between the main land and the marginal islands, such as those in the Japan Sea coast, as equivalent to the fluidous part of our model. This objection will be serious, so long as we accept Wegener's theory on the structure of the crust in its original crude form. According to more recent investigations of geophysicists[1], the continental crust is by no means a simple layer endowed with a uniform elastic property, even viewed under the light of the phenomena of wave propagation. The effective structure of the crust with respect to its behaviour towards the propagation of waves may, however, be considerably different from the structure viewed on the basis of its properties concerning a slow deformation of geological duration. Recent investigation of Dr. Matuzawa[2] of our Institute revealed the most interesting fact that in the Kwantô district, the superficial layer of about 7 km. depth is marked by a considerably small value of its rigidity compared with the lower ones and that the most earthquakes take place below a depth of about 20 km. From his result, it may be inferred that the superficial layer of a few kilometres depth may behave as a liquid under suitable circumstances, probably somewhat like mud which is solid in small piece and a liquid in large quantity. Under the shallow shelf sea, the crust may consist of a large proportion of such a material, while the effective solid sial may be comparatively thin and run through by numerous fissures. If such be the case, crust under the shelf sea will practically behave as the viscous fluid used in our experiment and the process of the separation of islands will go on in a similar manner as in the experiments. This conception as to the structure of the shelf sea may in some measure be supported by the fact that the Pacific coast regions of Japan is especially sensitive to surface waves,[3] though Japan Sea coast shows no such apparent "habit" at the present age. Though the above idea cannot yet be positively tested for its validity, it will at least be sufficient for answering the possible objection above mentioned and may, we hope, be taken as an attempt for a further step in the inquiry after the structure of the earth crust.

(1) For example: S. Mohorovičić, Beitr. z. Geoph., **17** (1927), 180.
(2) Read at the colloquium of the Inst. ; not yet published.
(3) Tirigaku Hyôron, **1**, No. 9 (1925), 841, (in Japanese).

Photo. 1.

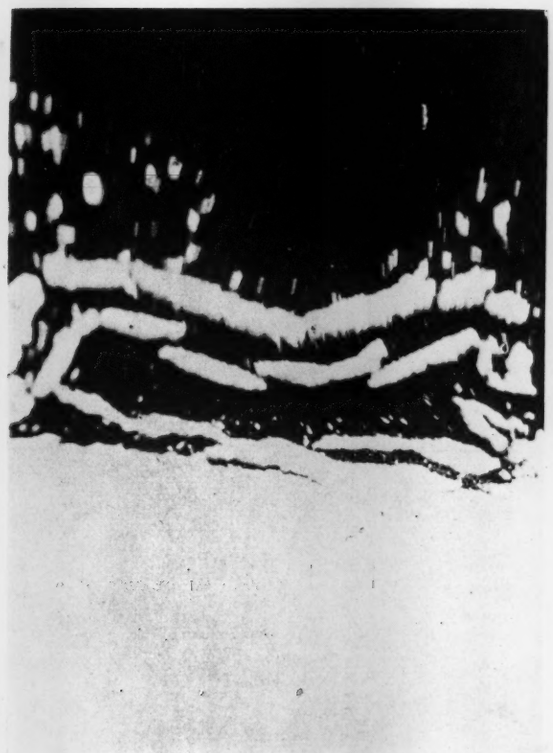


Photo. 2.

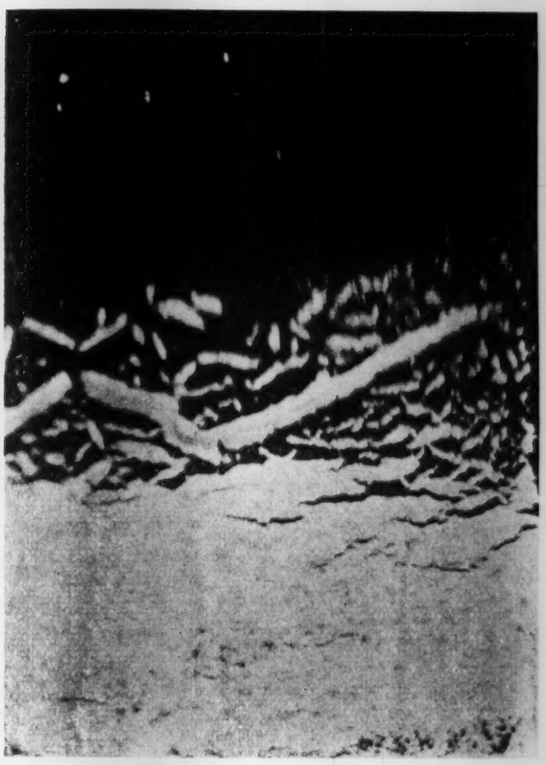


Photo. 3.

Photo. 5.

Photo. 4.

An example in which the powder was freshly strewn upon a layer which was left for awhile to imbibe the liquid.

TERADA and MIYABE. Experiments on floating granular mass.

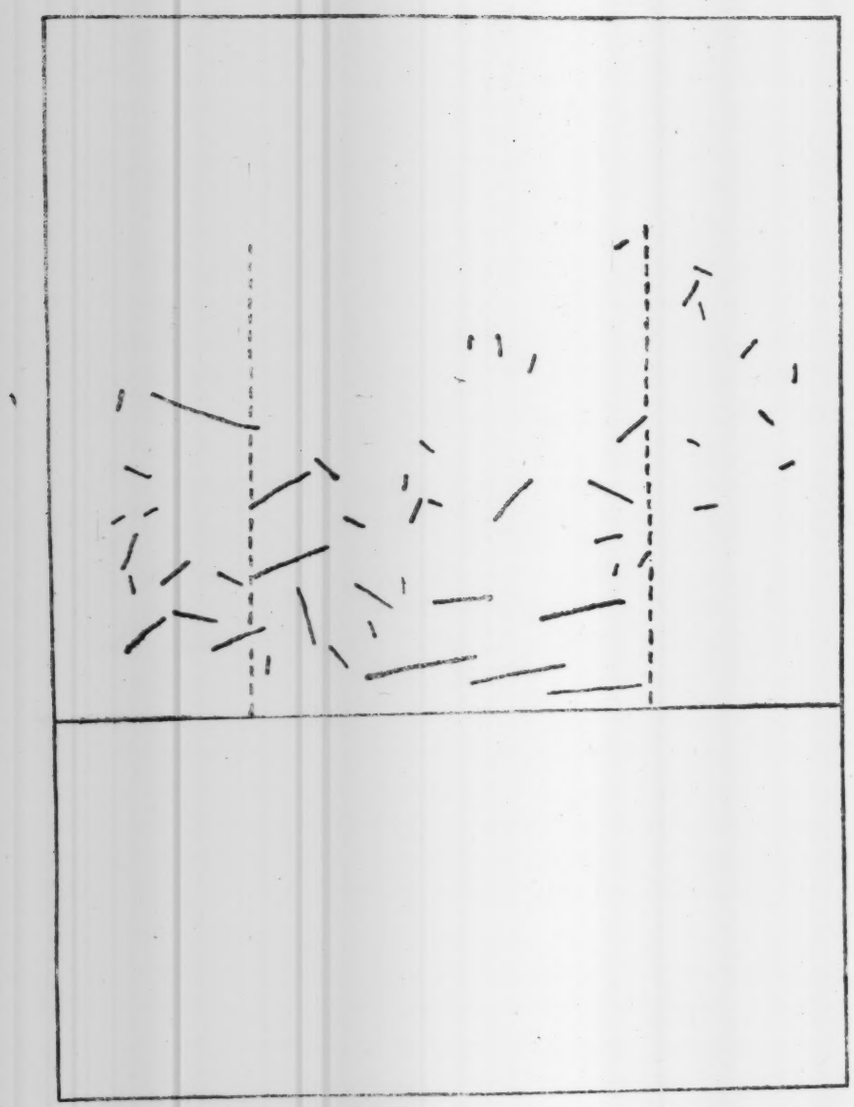


Photo. 4.

An example in which the powder was freshly strewn upon a layer which was left for awhile to imbibe the liquid.

TERADA and MIYABE. Experiments on floating granular mass.

（震研彙報第四號圖版、寺田、宮部）

Photo. 6.

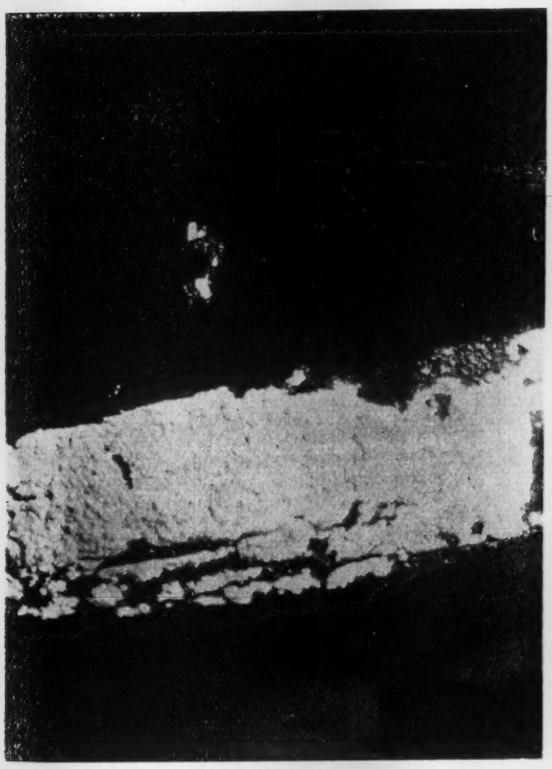


Photo. 7.

Photo. 8.

Photo. 9.

Photo. 10.

Photo. 11.

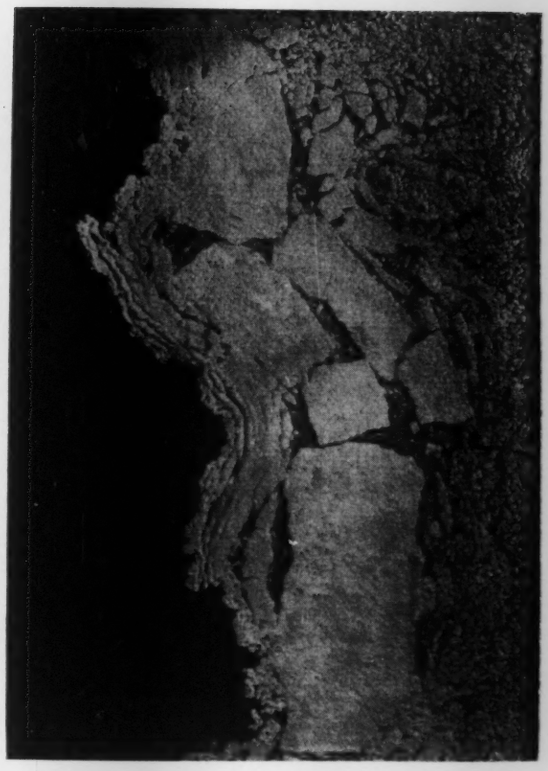


Photo. 12.

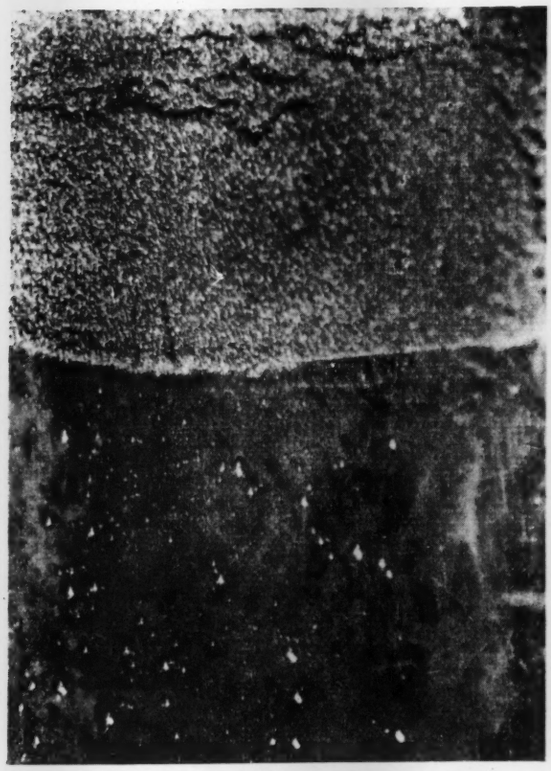
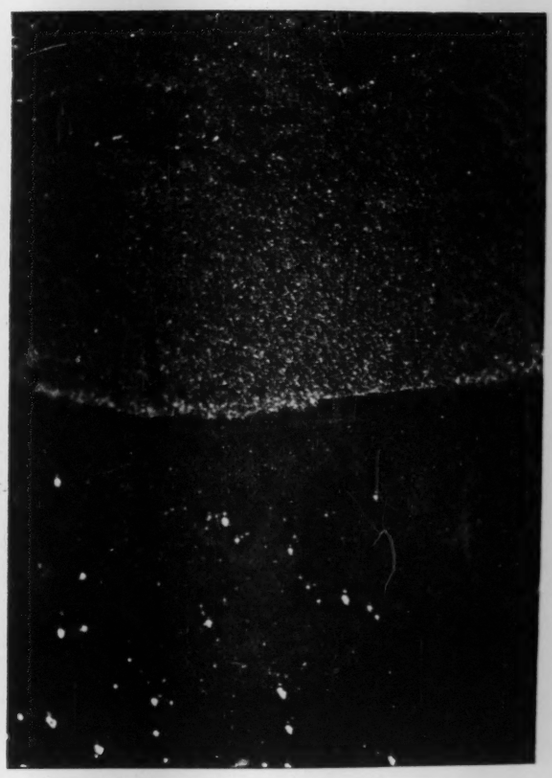


Photo. 13.



（震研彙報第四號圖版、寺田、宮部）

TERADA and MIYABE: Experiments on floating granular mass.

砂層の崩壊に關する實驗（第一報）

所員 寺田寅彦
所員 宮部直巳

Experimental Investigations on the Mechanism of Formation of Step-Faults in a Pile of Sand

By

Torahiko TERADA and Naomi MIYABE

(Abstract)

(1) The present investigation was initiated in connection with the authors' study on the phenomena of land-slide frequently observed in different parts of this country, either associated with earthquake, or apparently not. It is remarked that the familiar phenomena of step-faulting met with in cases of land-slide may faithfully imitated by a simple model consisting of a mass of sand filled in a rectangular box, of which one of the lateral wall is made to recede outwards.

(2) A discussion is made to the effect that the phenomena of faulting of the earth crust in a large scale may also properly be imitated by the miniature faulting of a sand mass, perhaps more properly than by an ordinary elastic mass, since in the actual crust the effect of gravity becomes predominant against which the elasticity recedes to background, as far as the slow process is concerned; what determines the rupture is *not* the *average* strength of the material.

(3) A close formal analogy between the phenomena of step-faulting and those of the formation of slip-band in over-strained metal mass is pointed out.

(4) The apparatus of the experiment consists of a rectangular box of which the longer side walls are of glass plate and the end walls are movable along the bed plate. Sand is filled in the box with a horizontal free surface, and the different layers are marked by a number of horizontal lines of white sand along the glass wall. On gradually receding one of the end walls, the sand mass adjacent to the wall slips down along a slip plane, or along two slip planes simultaneously in some stage. Photographs were taken at different stages of motion by exposing the photographic plates for a sufficient time such as to reveal the boundary of the moving and fixed portions of sand. The form of the slip line determined from the photograms was expressed by an empirical formula

$$y = Kx^n,$$

where x is the height of a point of the curve above the bed plate and y the

horizontal distance of the point from the moving side wall. Thus, large K means small angle of slope against the horizontal, while large n means conspicuous curvature of the curve. It is found that a slip line can be well represented by two branches, upper and lower, of curve of which each satisfies the equation above given. Thus, we obtain two values for each of K and n, for the upper and the lower layer respectively, i.e. K_1, K_2 and n_1, n_2. The height of the discontinuity is found at about 1/3 of the total depth from the bottom. The origin of the two separate branches may be explained by the settling of the upper layer which is limited to a certain depth, by the known property of sand contained in a vessel.

(5) The variation of K and n accompanying the motion of the movable wall is illustrated by Fig. 6, 8, 9, 10 and 11 for the cases of loose packing as well as of close packing.

(6) The initial value of K is less for the case of close packing than in the case of loose packing. This may be explained by the increase of the effective coefficient of friction by packing of sand grains.

(7) After the first slip plane has been formed, its value of K gradually increases, i.e. the slope flattens, suggesting a gradual loosening of packing. At a certain stage, the second slip plane appears and coexists with the first for a certain period. This period of simultaneous existence of two slip planes is more evident in the case of close initial packing than in the case of loose one. During this period, K of the second slip plane rather decreases, or at least does not increase. When K of the first slip plane has reached a certain value, the motion along it is stopped and that along the second plane continues with gradually increasing K. A third slip plane is developed in the same manner as the second one during the subsequent course of movement.

(8) In the case of loose packing the initiation of the second slip plane is nearly simultaneous with the stopping of the first.

(9) The variation of the height and length of different layers in front of the slip plane was measured, during a definite amount of motion of the moving wall (Table I and II). It is shown that the sand mass situated between the slip plane and the moving wall is actually elongated in horizontal direction. Apparent large discrepancy between the theoretical and experimental values of the ratio of the horizontal elongation to the vertical contraction is explained by the change of slope of the slip plane. It may be inferred that the slip plane is rotated backwards about an axis at a medium height, while its foot is drawn out forwards by the motion of the moving wall (Fig. 10).

(10) The mechanism of formation of the second slip plane and that of self-stopping action of the first is discussed, with some reference to the analogy of slip bands in deformed metal.

(11) The structure of the slip plane is detailed (Fig. 12) and attention is drawn to the existence of a thin layer of sand between the sand mass at rest

and the portion which is moving as a wedge-shaped mass of elastic body. This boundary layer behaves apparently as a layer of highly viscous fluid introduc d between the two bodies.

(12) It is concluded that the step-faulting of sand mass is determined by the range of variation in the coefficients of friction of the granular mass. The breadth between consecutive fault lines is given by this range and the height of the layer.

緒　　論

此の實驗を本所に於ける研究事項の一つとして選んだ理由に就て一言する。

大正十一年三月頃但嶋國美方郡照來村に大規模の山崩れがあつた。此れに就ては山本武彦氏が「海と空」第二卷第五號に於て詳說され結局その直接近因としては積雪の急激な融解が主要なものであつた事が分つたやうである。此論文を讀んで興味を感じると同時に起こした考は、此種の直接原因や更に又山腹の地質土質に關する條件の外に、もつと第一次的な原因が作用して山崩れを決定するのではないかといふ事である。即ち地殼の緩徐な變形の爲に局部の地盤が或る力を受けるか、或は寧ろ其のために地盤の緊迫が緩められ、山崩れを起し易き狀態になるといふ事があるのではないか。若しさもなくば、同樣な地質土質の山は同樣な氣象狀態の下には到所崩壞を起しさうであるのに、事實は必しもさうでないらしく見えるのである。

此樣な考から、先づ手近な文獻を渉獵して、山崩れに關する材料を集めて見た。此の調査の結果に就ては他日別に報告するつもりであるが、要するに、上の考が餘り不合理でないと信ぜしむるには充分と思はれた。就中、震災豫防調査會報告第四十九號に於て「岩代半田銀山變動の沿革及山崩れ總說」と題する報文に於て、故神保教授が矢張同樣な考を述べて居られるのを知つた。

其後偶然な機會で、ボール紙製の菓子折に細砂を入れたものを弄んで居た際に、次のやうな事實に注意した。即ち箱の横壁の中程を徐々に外方に引き曲げて行くと、其壁に接して居る部分の砂層は、壁の開くにつれて辷り落ちるのであるが、其際注意すべき事は辷り落ちる爲に生ずる砂の斜面が一つの平面とならず寧ろ幾段かの階段に近い形をなす事である（第一圖）。

次に外方に引いた側壁を徐々に押し戻して行くと砂面の形は決して元の水平面には復せず、しかも前に現はれた週期的段階も消之ずに波狀の畝となつて保存さ

る。此の側壁の運動を幾回も繰返すと此の波狀の皺は寧ろ明瞭に發達するのである。

此の簡單な氣まぐれの實驗からヒントを得たので、もう少し進んで幾分系統的に砂層の崩れ方に關する實驗を行つて見たいと考へるに到つた。上記の段階的崩壞は、小規模には道路堤防等に於て日常目擊する處であり、又一方には極めて大規模に地殼の構造に現はれて居る。例へば山崎教授の調査された房總地方の構造（震災豫防調査會報告第百號乙第二六頁第五圖）の如き其の著しいものである。なほ此種類の斷層に就ては德田貞一氏の論文「壓縮ブロックと展張ブロック」（地理學評論第一卷第九四六頁）中に多數の實例が擧げられて居る。又同樣な段階的斷層は氷原にも現はれる。例へば Hobbs: Characteristics of Existing Glaciers の Fig. 79 がそれである。

尤も小規模の土壤崩壞の現象と地殼岩層の斷層の現象とを物理的に同一視するに就ては必ず異論のある事と思はれる。併しよく考へて見ると此の考へは見掛け程に不合理ではない、寧ろ却つて妥當な比較と考へるべき理由が多分にある。何とならば、地殼の如き大規模の彈性體に關する問題に於ては、彈力に對して重力の效果が重大な影響をもつ事となり、普通實驗室に於ける如き小規模の物體に於けるとは全然異つた取扱が必要となるのは明白である。例へば三寸角の豆腐は其形を保つ事が出來ても一里四方の豆腐は自分自身の重みで崩壞する外はない。以上の考だけからでも、重力による地殼の變形の小規模なモデルとしては彈性限の小さい物質を選ぶ方が妥當である事は了解される。

更に進んで考ふべき事は地殼の不均質な爲に起る彈性限の低下である。地殼は決して全部均質の彈性體ではなく局部的の差違の可也に著しいものと考へなければならない。そして其規模が大なれば大なる程彈性限の異同の範圍も擴張される筈である。此れは統計的異同の原理から當然期待されるべき事である。今此の如き不均質な彈性の場合に於て其の破壞を決定するものは決して「平均の彈性限」ではなくして「最小の極限値」であるべきである。若し地殼岩石が可也の深さ迄も joints や fissures の網目を有して居るものとすれば、[1] 破壞に對する effective の彈性極限は完全無疵な試片について得られるものよりは著しく低いと考へられな

1) 地下深所に裂目の存在し得る事については Adams や King の研究がある。Journ. Geol., **20** (1912) 97, 137.

ければならない。否寧ろ地殻を彈性體と考へる事自身が不穩當であり、却つて個個別々の粒子の集合、換言すれば砂層の如きものと比較する方が却つて適當であるかも知れないといふ事になる。（勿論以上は繼續時間の永い歪力に對する變形の問題に就て云ふのであつて、地震波の如きものに對する地殻の性能に就ては適用しない。）此の考は實驗の結果によつて有力に裏書きされる。即ち段階的斷層や upthrust や Deckfalten の現象の如き、砂層の模型によつて見事に再現される。又地質學書に示された岩層の皺襞の模様の如き、普通實驗室に於て「彈性體」を用ゐて得らるゝ破壞や變形の狀とは類せず、却つて砂層の模型によつて得られるものと著しき肖似を示すのである。

又大理石其他古生の岩石に見らるゝ波狀の紋理等も、ゴムの如き物質の模型を用ゐ常壓で再現する事は殆んど不可能であるに反し、砂層の壓縮によれば容易にしかも驚くべき忠實さをもつて摸倣する事が出來るのである。恐らく地殻の深所に於て大なる歪力が作用する際に於ては少くも所謂 sial 層の全體としての性狀は常態に於ける砂層と極めてよく類似する點があるであらう。

如上の考へから、砂層或は砂塊の變形破壞に關する實驗的研究は地殻の物理學にとつて可也に重要なものとなり得るであらうと想像された。それで此の問題に關する文献に如何なるものがあるかに注意して見た。

砂層の横壁に及ぼす壓力、所謂土壓（earth pressure）の問題に就いては、古い處から可也多數の文献があり、又近年に到つても理論的方面からも、實驗的方面からも、新しい研究が行はれて居るやうである。併し其等の研究は殆んど全部が所謂土壓の問題に連關してのみなされたものであつて、吾々の現在の立場とは全然別な立場からの研究であるので、吾々が最も興味を感ずる種類の問題には少しも觸れて居ないと云つても過言ではない。即ち從來の研究には主として崩壞の起る迄の事柄が問題となつて居るが、吾々の目的は變形が如何に進行するかを知るにあるからである。

一方又 Bailey Willis の有名な實驗や W. J. Mead の實驗がある。此れは地質構造を説明する目的で行はれたのであるから吾々の問題に觸れる處が甚だ多い。併し此等の人の實驗に用ゐられた物質は砂とは著しく性質を異にしたものであるから直接吾々の求める處に對しては滿足な答解を與へてくれない。唯 H. M. Cadell (Transactions, Roy. Soc. Edinburgh, **35**, 1888.) がスコットランドの構造

を說明する爲に行つた實驗は砂層を用ゐたものである。尙 Wisconsin 大學でも矢張地質の變動に關する實驗を行つて居る事が Leith の Structural Geology (p. 227) に述べてある。此書によるとなほ外にも類似の實驗が可也にあるやうである。

此等の實驗が既にあるにしても、此方面の實驗で、特に地震學上の立場から行つて見る必要のある新しい問題は殆んど無數に考へられるのである。

又一方此の砂層の變形に關する研究は寧ろ意外な方面の問題に對して有用となり得る見込がある。それは近來盛に研究されるやうになつた金屬の變形に關する諸問題である。

金屬が變形を受ける時に生ずる微細な slip bands の生成の模樣が少くも形式上から吾々の砂層の段階的の辷落と酷似して居る。Rosenhain が掌て鐵に就て調べた結果などでは此の段階は不規則であるが、近來單晶の針金などで得られるものは可也に規則正しいものゝやうである。ところが此の slip の起る面の結晶學的の位置や、又其の辷面の物理的性質に關する研究は色々あるに不拘、何故に此の如く有限數の slip plane にのみ變形が集中さるゝか、又如何なる因子が此の bands 間の間隔を決定するかに就ては、殆んど滿足な答解は見出されて居ないやうに見える。(Richard Becker, Phys. ZS. **26**, 1925, 919–925 が張力の fluctuation を考へに入れたのが多少吾々の問題に觸れて居る。)

今此處で金屬結晶の分子格子の變形と砂粒の堆積の變形とを比較せんとするものがあらば、人は其の無謀と迂愚を笑ふかも知れない。併し少し深く考へて見ると必しも兩者の間に本質的な formal analogy がないとは謂はれない。此點に關する議論は寧ろ他日別の機會に讓る方が適當であらうと思ふから此處には省略する。併し兎も角も後條に述べる砂層の段階的崩落の內部機巧と金屬の slip bands の機巧との間に何等かの類似のある事は恐らく多くの讀者にも承認されるであうと思はれる。

以上の如き考へから兎も角も砂層の變形に關する實驗を稍系統的に行つて見度いと思つて昨年來此れに着手した。(實驗の遂行と、その結果の整理等は殆んど宮部が擔任した。) 實驗が存外時間のかゝる性質のものであるから、未だ結果の進捗は僅かであるが、現在迄に得た結果を一應纏めておく事が便利でもあり、又二三の方面で參考とする爲め此れの發表を望まれるやうであるから、不完全なが

ら豫備的の備忘錄として此處に提出する事とした。

裝　　置

吾々が實驗に用ひた裝置は、從來土木工學に於いて土壓の測定に屢〻用ひられたものに類似した簡單なもので、第二圖に示す樣なものである。圖に示された箱の（寫眞の上での）前後の面は硝子の壁である。箱の兩端にある BB なる二つの木板可動壁の間にある A の部分に砂層を積む、この砂層は B 壁の一方を、裝置の外方に動かすことによつて崩される。B なる壁を動かす爲の把柄として、この面に直角に固定された軸 D がある。此れには螺旋が切つてある。互に直角に嚙み合ふ二つの齒輪の一つの心軸に切つてある雌螺旋がこれに箝つてゐる。

今、もう一つの齒輪 E を C なる把柄で廻轉させれば、その廻轉の方向如何により、D は壁 B を裝置の內方又は外方に動かすことが出來る。D に刻まれた螺旋のピツチは 2 mm. であるから、把柄 E を一廻轉すれば壁は 2 mm. 動くわけである。

又この廻轉速度を加減することによつて壁の動く速さを適當にすることが出來る。

可動壁と直角な側面は、前述の通り、硝子張りになつてゐて、この側面から寫眞をとることが出來る。この裝置に用ひた硝子板の厚さは 1 cm. である。これは、砂層の側壓に堪へるためにかゝる厚いものを用ひたのである。

實際、薄い硝子板では、たとひ破壞するに至らないまでも、撓みのために種々なる不都合を生ずるのである。

この裝置全體の大いさは、A なる部分にいて、その最大容積が $20\times50\times20$ ccm. 位である。

實 驗 の 方 法

吾々が實驗に用ゐた砂は普通の細かい川砂で、其の濕氣を去る爲に一旦燒いた上で、之を二種類の篩で篩ひ、其の目の大なるものと小なるものとの間に篩ひ出されたものを使用した。篩の目は、大きい方は 1 mm² で、小さい方は 0.5 mm² であるから、選ばれた砂粒の大いさは、大體、球にして直徑 1 mm. 乃至 0.5 mm. 位なものである。

かゝる砂の層の崩壞現象に伴ふ層の內部の移動を明瞭に觀察するために、白い

砂の水平な線を適當な間隔で數段に、但し寫眞をとる側面の硝子に近い部分にのみ入れて置いた。第一、第二、第三、第八、第九、の各圖に見られる通りである。この砂は前と同樣に篩で篩ひ、且つよく乾いたものを用ゐたことは勿論である。

砂層の積み方は、砂を蓄へた容器から、小さな桝で汲み出しては第二圖の A の部分に靜かに入れ、適當な高さになると表面をかきならして白い砂の線を入れる。更にその上に次の砂層を入れる。表面をならすには、金屬板の片で靜かに撫でて略平坦にするのである。それで、この場合の砂層內部の packing はごく弛い狀態にある事は勿論である。併し又、砂層內部の packing を密にした場合も必要なので、その爲めの方法も色々試みたが、結局、實驗裝置の臺を振動させるのが最もよい方法である樣に思はれた。振動源には unbalanced load を著けた motor を用ひ、それをこの裝置全部を載せた實驗臺の一隅に固定して廻轉させた。斯くすれば、大體、5 分乃至 6 分位の後には、砂層は殆ど全く settle して、所謂 closest packing の狀態となる。併し、この場合に種々な理由から、motor を廻轉させた時間を以て packing の程度の measure とするといふ譯にはゆかないので、最も loose な場合と、closest packing の場合との二つについてのみしか實驗することが出來なかつた。

寫眞をとることは吾々の實驗に於ける主要な仕事の一つである。吾々の目的のためには、砂層の崩壞現象の進行する途中の刻々に於ける形態の連續的な系列が必要なので、それには、活動寫眞を用ゐれば最も好都合であるが、現在では其處までには及んでゐない。

普通の寫眞機を用ひてこの系列を撮らうとする場合に、最も簡單な方法は、動いて行く壁 B を色々な場所で止めては、その處の形象を撮影してゆけばよいのであるが、但し、一度止めて、そこから又動かして次の第二の距離で止めたのでは、最初から一息に第二の距離迄動かして行つたのと全然事情が違つてしまふ、それでは吾々の目的とする一と續きの崩壞現象を追跡することが出來ない。それで壁 B が進行してゐる間に週期的に寫眞をとればよいが、併し、普通の寫眞機では乾板の取換へに要する時間に制限があつて、一度の崩壞について充分多數の寫眞を撮ることが出來ない。それで、結局は幾度も砂層を積み直して幾つかの系列を作り、其等を綜合して所要の系列に代用する外はなかつた。併し、なるべく積む回數を節約するために、最初に積んだ砂層については、壁 B の位置の、最

初の位置から 0.0 cm., 2.0 cm. 4.0 cm. 6.0 cm. の各場所に於いて寫眞を撮り、次の砂層については、0.2 cm. 2.2 cm. 4.2 cm. 6.2 cm. の各場所に於いて寫眞を撮り、順次斯の如くして得た 10 系列を合せて所要の一系列に代用することにした。實際には、10 系列夫々砂層が多少づゝ違ふから、その爲めに生ずる異同によつて毎 2 mm. に相當する狀態は完全な連續系をなさないことは勿論であるが、併し此れを系列と見做して ausgleichen すれば、其の結果は十個の連續系を平均したことになり、此の點では却つて好都合である。

寫眞の曝寫時間は常に丁度把柄を一廻轉する時間に相當させ、初めには、之を色々變へてみたが、實際に data としてとつたものは大體 10 秒乃至 13 秒位に統一した。把柄の廻し方の少しの異同位は現在の目的には度外視しても差支ない様に思はれる。

上述の如く、吾々がこの實驗に於いて制定した所の物理的條件は、(I) 砂粒の大いさは 0.5 mm. 乃至 1.0 mm. の直徑を持つ球に相當する様なものとした事、(II) 壁 B を動かす速さを 2/10 乃至 2/13 mm./sec. としたこと、(III) 砂層の (settle して實驗した場合には settle しない前の) 見掛け上の容積並びに白い砂の線の高を毎回殆ど一定にした事、及び (IV), 寫眞の曝寫時間を 10 秒乃至 13 秒としたこと等で、是等の條件の下に、砂層を settle した場合としない場合との二つについて實驗したのである。

砂層が壁によつて壓し縮められる場合については續いて實驗を進めるつもりである。

以上の如くして得た各系列の寫眞から色々な數量を測つてみたが、さしあたつて考へられる簡單なこととしては、次の如くして slip surface の推移を追跡することが、吾々の目的を滿す最も手近かな方法であるかの様に思はれた。

Slip Surface の形と其の變化

第三圖に就て云へば壁 B を動かし始めると、圖の點線の右側に在る楔狀の部分 A' が點線で示される面に沿ふて辷り落ちやうとする。點線の左側 A の部分は動かない、これはよく知られた事である。この點線が所謂 slip surface の斷面である。slip surface (吾々の寫眞の場合には slip line) が正確に plane (寫眞では straight line) であるかないかといふことについては近頃二三論じられてゐる様

第三圖

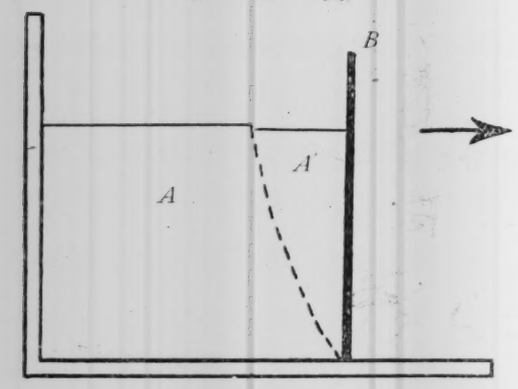


Fig. 3.

である。Alfred Strecke[1] は、此の面が曲つて現はれるのは、壁を動かす時に、壁の面が鉛直面に對して傾くからであると論じてゐるが、彼の實驗だけでは、確かにさうであると斷定することは出來ない樣に見える。恐らくそれには色々な factor が含まれてゐることであらう。吾々の裝置の場合には、Alfred Strecke の擧げた樣な effect はある樣には思へない。この種の實驗では、橫壁の摩擦の影響が如何なるものであるかゞ不明であるから、輕卒に決定的な事は言はれない。併しいづれにしても吾々の實驗は崩れ初めの場合でなく崩れの進行中の slip plane を見て居るのであるから寧ろ曲線となる方が當然のやうに思はれる(後條參照)。兎も角も、假りに玆では砂粒の大きさ、その形、質量、摩擦係數、砂層の packing の狀態等から一つの曲線的な slip line が決定されるものとして進んで見る。そして slip line の式としては試に

$$y = Kx^n$$

或は

$$\log y = \log K + n \log x$$

とおいて見る。但し、x, y は線上の點の直角坐標で y は可動壁から線上の點迄の水平距離 x は器底から同點迄の高さである。そして寫眞に現はれた線から K 及び n を決定し、是等の常數が如何なる物理的因子によつて決定されるかを研究する事とした。K 及び n を定めるには、寫眞の上で測つた slip line の x, y の値を logarithmic section paper の上に記入して、それから容易に勘定することが出來る(例第七圖)。扨て、實際の寫眞について、一つ一つこの方法で當つて見ると、n の値は壁の位置の變化に對し可也に著しく不規則に變化するが、此に反して K の値は稍々系統的な變化を示す事が分つた。そして、K の値が砂層の packing の狀態によつて著しく影響される事は、第四圖及び第五圖の寫眞を見ても明に知れる。即ち、最初に settle しない場合、即ち、packing が loose の時は slip line の垂直壁との角度が大きく、從つて K の値は大きく、最初に settle しておいた場合、即ち、packing が closest と見られる場合には、slip line の垂直壁との角

1) Alfred Strecke, "Bauingenieur," Heft. 1 u. 2 (1926).

度は小さく、從つて K の値は小さい。此れから見ると、砂層の崩壊に伴ふて起る K の變化は或る度迄 packing の度の變化を示す一つの標準と考へる事が出來るのである。元來 slip plane は natural slope の面と垂直壁との大體中間に來るべきものであるから、packing によつて所謂摩擦係數が增し自然傾斜が急になると考へれば此れは寧ろ當然な事である。

第六圖は、loose packing の場合に、B 壁の進行に從つて K の變化する模樣を

第 六 圖　砂粒充塡の粗なる場合

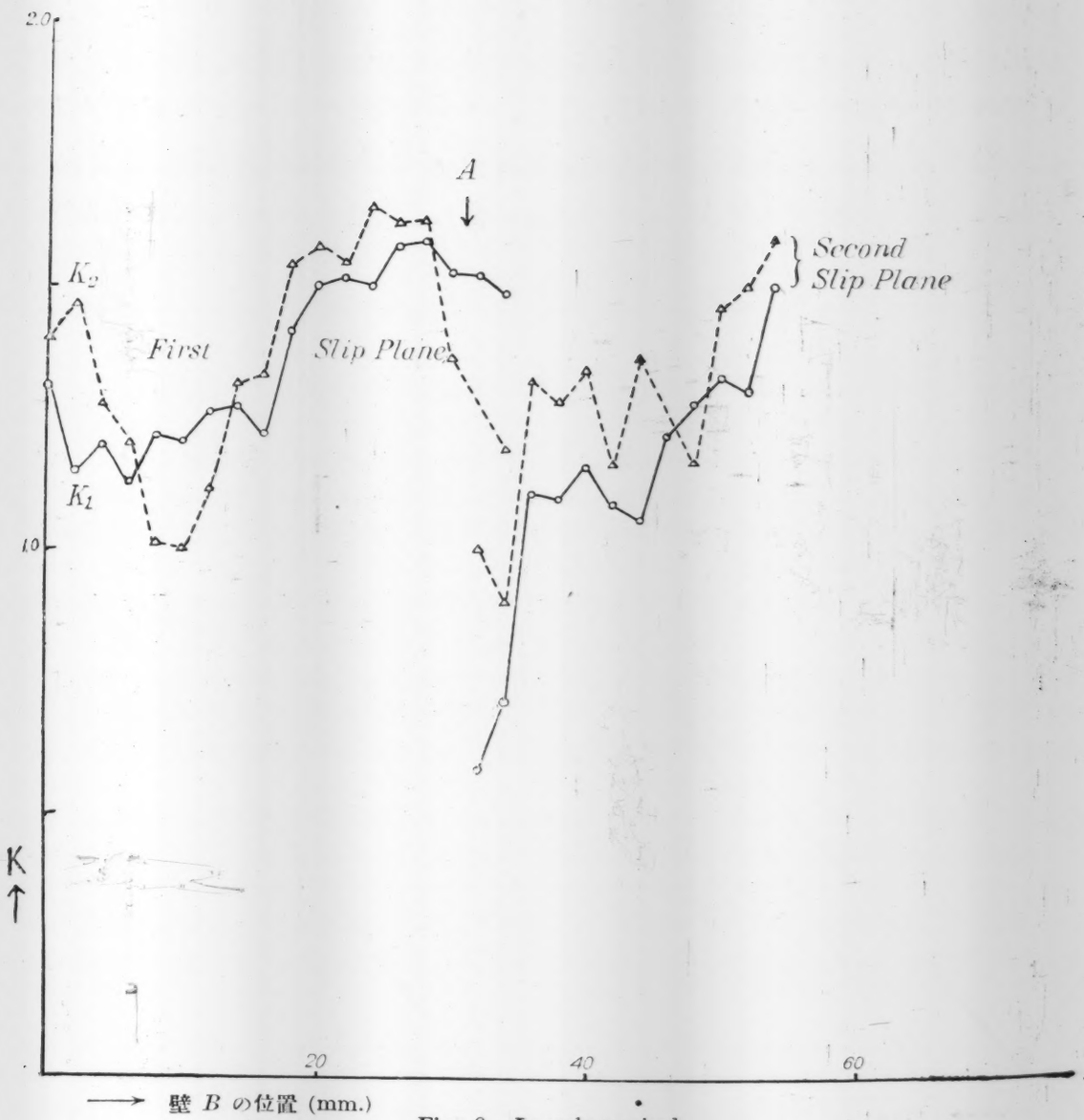


Fig. 6. Loosely packed

圖示したものである。横坐標は B の位置に相當し、縦坐標は此れに對する K の値である。横軸の0は壁の動き始めの位置を示し、以下數字はその位置から壁が外方へ動いた距離をあらはしてゐる。同様に、第八及び第九圖は最初に砂層を settle させておいた場合の K の變化を示すものである。

Logarithmic section paper の上に plot された x, y の點が、close packing の場合に、同一の直線上に乘らず、砂層の上部と下部とで著しく喰ひちがつた二つの直線の部分に區別されることが、第七圖の I に見る様に示されたので、loose packing の場合にも仔細に驗して見ると、やはり二つの直線に分けた方がよい様に思はれた。loose packing の場合に logarithmic paper の上に plot した例は第七圖の II である。斯様にすれば、自ら、一つの系列について、上層と下層とで二つ宛の K 及び n が得られるので、其等の K を第四乃至第六圖には實線 (K_1) と破線 (K_2) とに分けて記入したのである。併し、大體において、何れの場合でも

第　七　圖

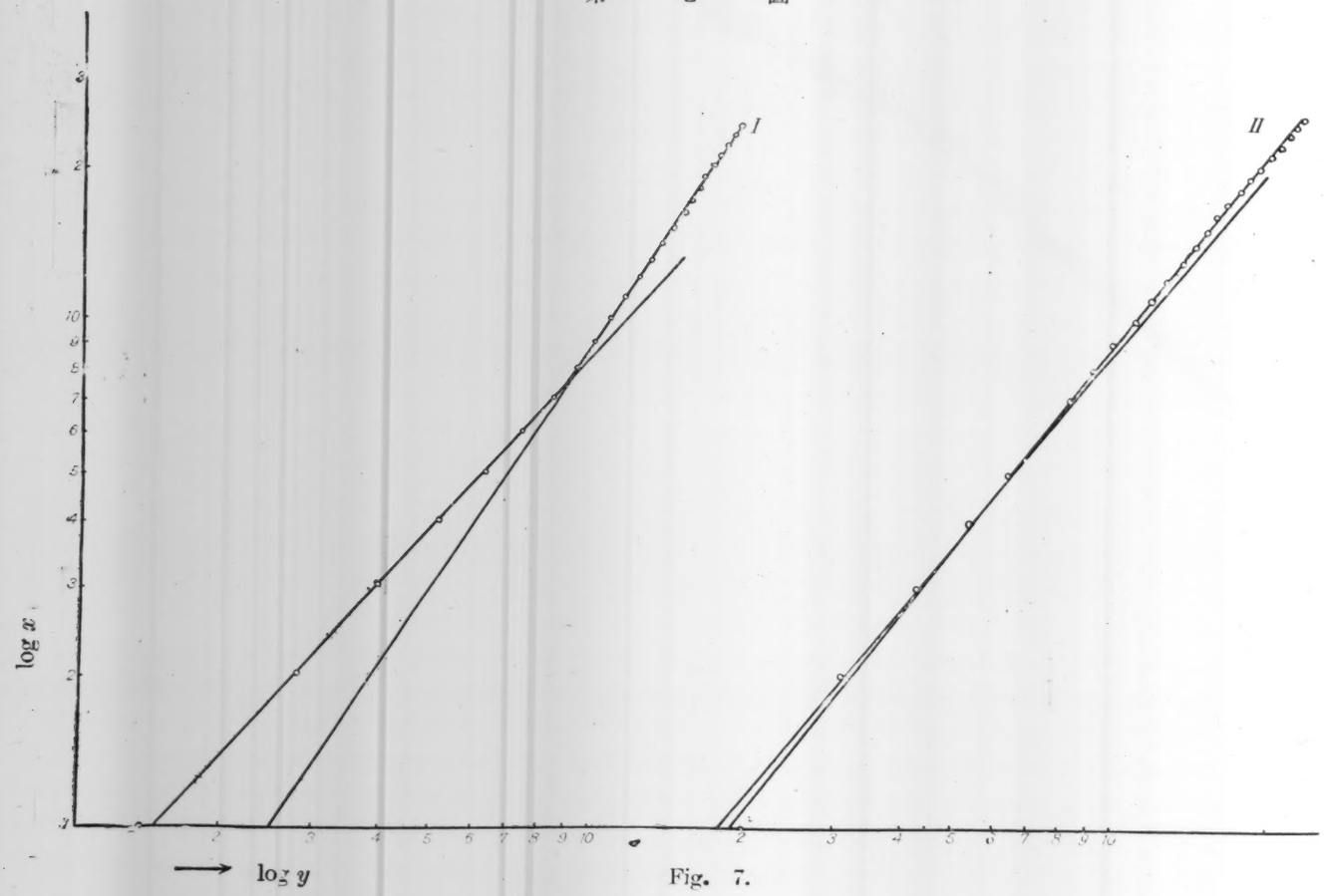


Fig. 7.

K_1 と K_2 との間の parallelism は失はれてゐない様である。

何故に上記の曲線が上下二段に分れるかは後章で明になると思ふが、要するに此れは動搖によつて砂層の沈着する際、或る深さ以下では沈着が行はれず、上層のみが沈着する事を示すのである。實際上層では K が小さく、即ち密充塡を示すのに、下層では反對に K が大きく、即ち粗充塡を示して居るのである。

第　八　圖　砂粒充塡の密なる場合

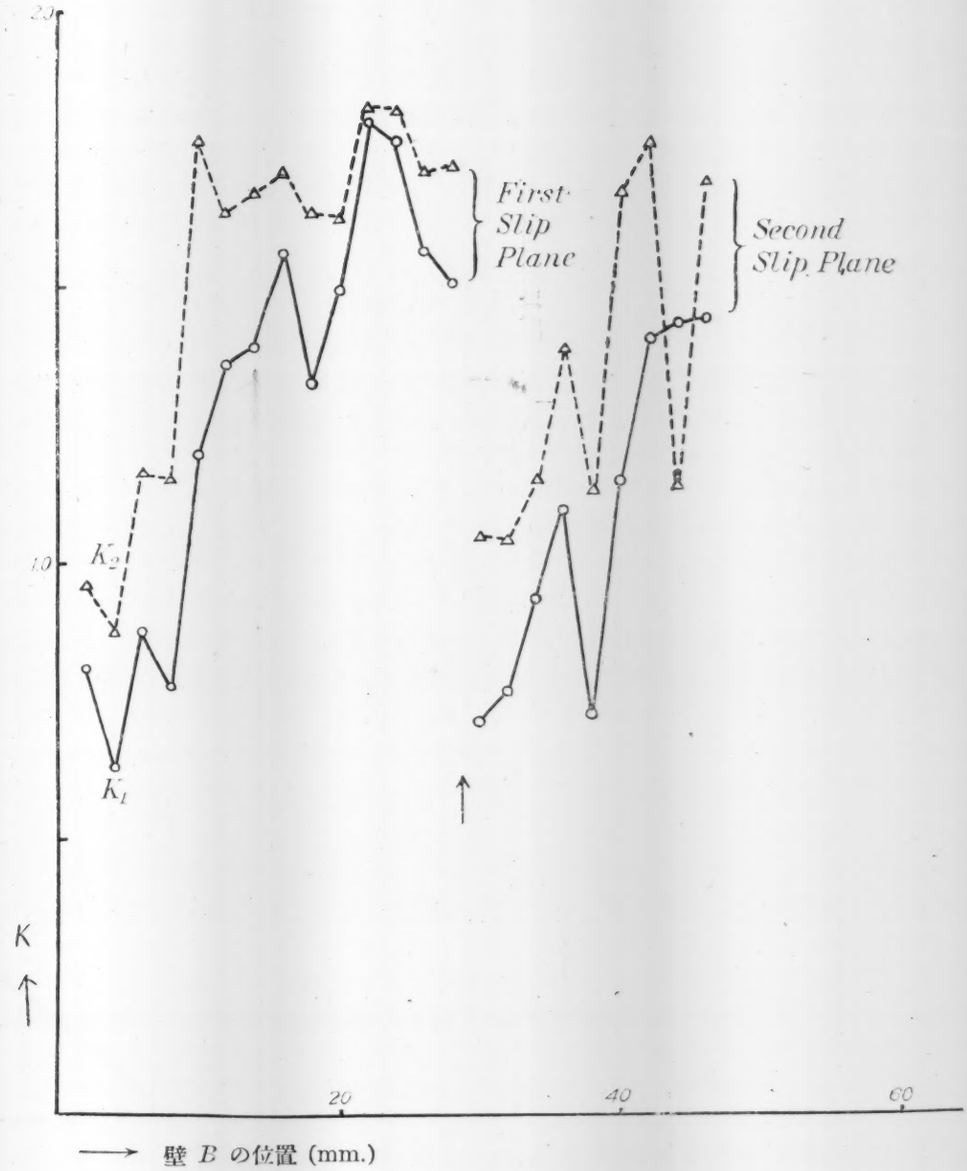


Fig. 8. Closely packed.

K の變化

上記の如く滑落面の傾度を示す係數 K が滑落の進行に從つて如何に變化するかが最も興味ある問題であるから、此れに就て少し詳しく述べる事にする。上記の如く滑落面の勾配の急な時は K が小さく、勾配が緩徐な時は K が大きいといふ事を記憶しておいて圖の說明にかゝる。

第 九 圖 砂粒充填の密なる場合

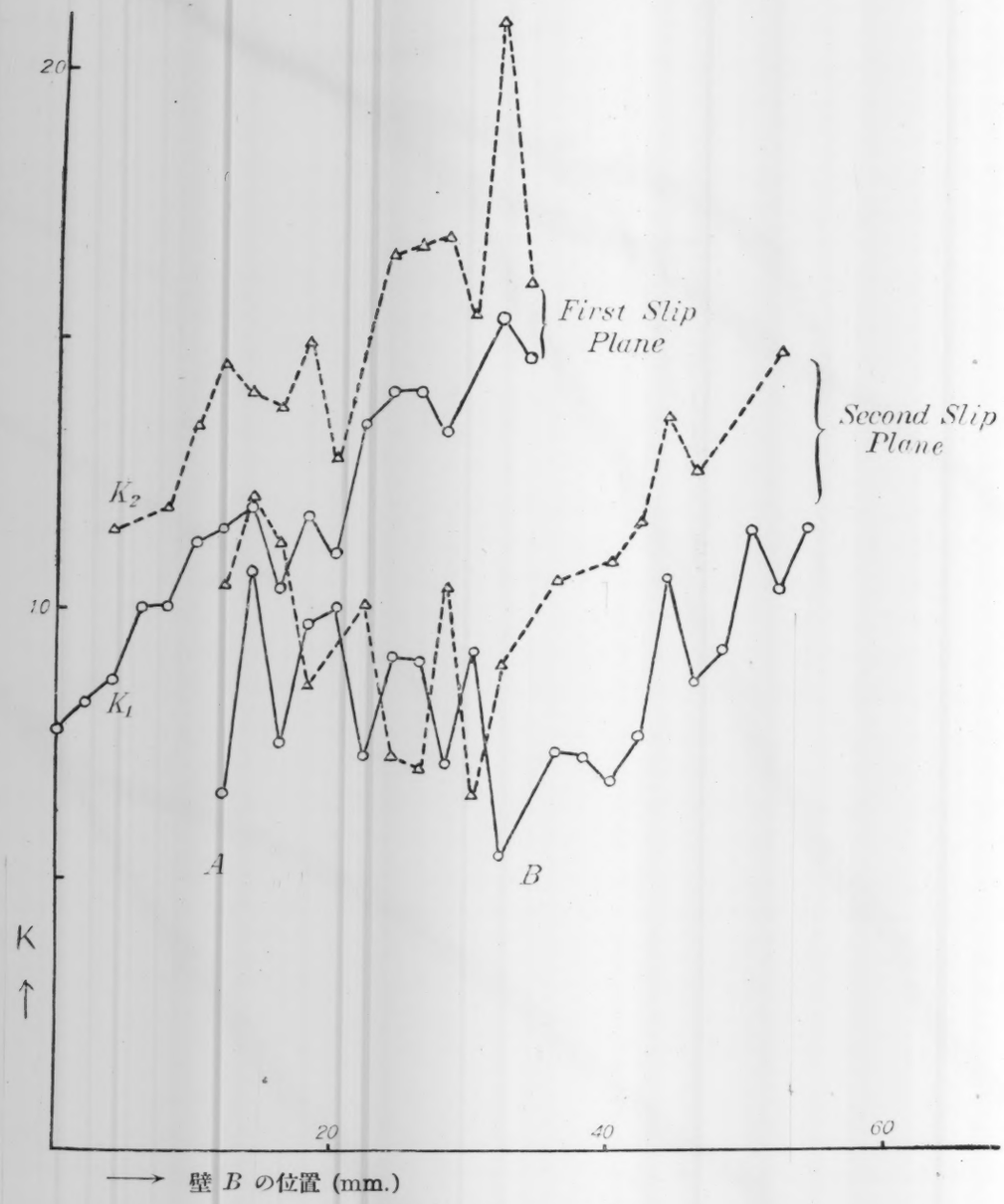


Fig. 9. Closely packed.

第六圖は充塡の粗なる場合に於ける K_1 K_2 の變化を示すものである。横軸は左から右に可動壁の動いて行つた距離を示す。

先づ壁が動き始めて數粍又 1 粍位の間は K の價は減ずる傾向がある。即ち砂の充塡が密になる傾向がある。此れは滑落の爲めの動搖によつて附近に無理の出來て居たのが落着く爲かとも見られる。併しそれから可動壁が進行すると K は段々に增す。即ち段々 loose になる如く見える。此れは次第に砂塊が歪を受けて來る事を示すかと考へられる。さうして圖で A の矢で示す處迄行くと第二の滑落面が發生し始める。しかし暫時は第一滑落面の運動も殘存して居る。此の場合に注意すべき事は、第二面が活動を始めると同時に第一面の K が減じ即ちその局部が密になり始める。一方で第二面の最初の K の價は第一面の最初の K よりもずつと小さかつたのが急に增大し始めるのである。即ち第一面の前方の砂塊は落下し又徐々に變形(後條に述べる)はしながら充塡は密になりつゝあつた。それが第二面が截斷されるとその附近が急に砂の配列に無理を生じて K が大となるものと考へられる。かくして第二面の K が增長して又或る限界値に近よると、次の第三面の截斷が起るといふ順序である。此際第一面と第二面の最後の K の價が略同じである事は注意すべき事である。

次に第八圖第九圖は最初から砂を落着かせた密充塡の場合である。此場合には、豫期される如く、K は最初小さく、滑落の進行につれて增大する。そして第九圖に示されるやうに、第一滑落面が活動して居る途中(圖の A)から第二の滑落面が現はれて、暫時は第一第二が共存する。[1] 此の期間にも第一面の K は增すが、第二面の K の方が寧ろ減少する傾向を示す位である。即ち第一面の區域の砂層は益〻粗になりつゝある間に第二面附近は寧ろ密にならうとするやうに見える。此の事は前の第六圖の場合の初期の K の減少と丁度對應するものと考へれば一應は說明されるのである。

次に第一面の K が愈〻增大して或度に達すると突然第一面の滑動は停止し(圖の B の處)、第二面が獨り滑落を續ける、同時に此の第二面の K は段々に增大する。此の後の狀況は大體第六圖の場合に同じである。

以上の現象を明瞭に說明するのは、今の處未だ困難であるが、大體の說明としては次のやうな事が考へられる。

1) 第八圖では此の共存部の第二面の K は略してあるが、大體の狀況は同じである。

最初に密充塡の狀態にあつたのが、第一滑落面が發生すると、其面の近傍の砂堆は擾亂されて幾分粗になる事は勿論である。從つて其の K は增大する。而してその擾亂は漸次其の附近に波及して行くものと考へられる。今第一滑落面の傾斜が緩くなりつゝある間にも其の面の最下端は、に常に進行中の壁の下端に交はつて居るといふ條件がある。それで結局(第十圖)滑落面は B 壁の進行につれて、或る高さの軸 C のまはりに後方へ廻轉して居るといふ事になる。今此の第一滑落面の傾斜が或る度に達すると（圖の $A'B'$)—即ち其砂の摩擦係數の最低限に相當する角度になると、其の面での滑落は不可能となる。從つて第二面(圖の $A''B'$) で滑落する外はなくなる。其の時の第二面の傾斜は勿論その部分の充塡度によつて定まるのであるが、いづれにしても密充塡の場合に近いものになる事は明である。

第十圖 A

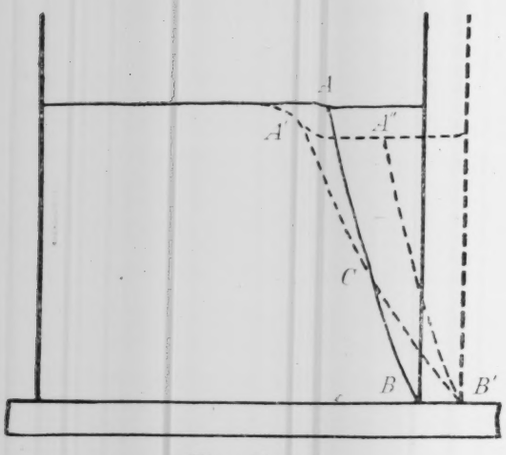


Fig. 10. A
AB or $A''B'$ corresponds to upper limit of friction
$A'B'$,, ,, lower ,, ,, ,,

第十圖 B 實際の寫眞により可動壁の位置 $A\,B\,C$ に當相する滑落面の形狀を示す

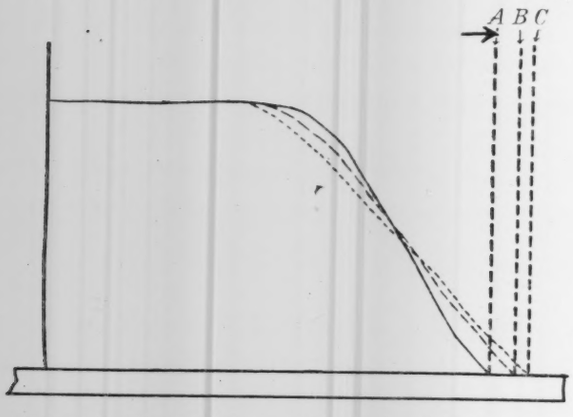


Fig. 10. B Actual positions of Slip-planes as three stages copied from photograms.

實際には $A'B'$ が停止する前に更に $A''B'$ が發生するのは、兩方共に滑落の條件を充たしてゐる事を意味する。此點を精細に論ずるには楔形の落下部內の變形を詳しく知る必要があるので、今の處此れ以上には述べられない。

要するに段階的斷層の幅を定めるものは第一に砂層の深さ、第二には砂層內部に於ける摩擦係數の最大限と最小限との差による K の變化の範圍である事は明

かであらう。

此れに連關して考へられる事は金屬の結晶の變形に際して生する slip band と現在の滑落面との機巧の類推である。

Slip band に就ては種々議論があるが、最近 H. J. Gough が Engineer, **143** (1927), 474 に出した現在學說通覽を見ても、兎に角 slip band は最初の弱點であつて、それが滑動の爲に硬化して所謂 self stopping の作用をなす事には疑ないやうである。その stopping の機巧は不明であるが Gough は一つの想像として slip plane が buckle する事を考へて居る。又相隣る微晶體の方向の差異をも考へて居る。

吾々の砂の場合に於ても slip plane が self stopping である點、又 slip plane が僞周期的間隔をもつて出現する事、少くも此の二つの重要な點に於て類似して居るから、その過程の機巧に於ても形式上のアナロヂーのある事は明であると思はれる。從つて此の砂の場合の研究は金相學上の重要な問題と連關する事が可成に緊密であると思はれるのである。

n の 變 化

次に n の價に就て一言する。前述の如く n の價の變化は甚だ不規則であつて、可動壁の進行に伴ふて何等系統的の變化を發見し難い。併し第六回第九圖の場合について兎も角も其の變化も調べて見るとそれは第一一圖第一二圖のやうになる。（此圖では實測値を $y=(y_{n-1}+2y_n+y_{n+1})/4$ の方式で滑かにした値が取つてある）。此の圖で云はれる唯一の事は第一滑落面に比して第二滑落面の方が n の價が一體に大きいといふ事である。loose packing の場合即第一一圖で云はれる事は、n_1 と n_2 の差が前の close の時程著しくないといふ事、並に第一第二滑落面の n の差も餘り著しくない事である。第二滑落面の最初の n_1 が著しく大きいやうであるが、此れは偶然であるかどうか今後の實驗で確めなければならない。

要するに此れだけの實驗では packing の度と n の價との關係は不明である。併し前記 K の變化と對照して見ると大體に於て K の大きい事と n の小さい事とが對應すると思はれる。此事は $K_2>K_1$ であるのに $n_1>n_2$ である事からも、又第二滑落面の初めの K が大きいのに、初めの n の小さい事からも云はれ得る。n の大きいのは滑面の曲りの大きい事である。此れは充塡が密で即ち K の小さ

第一一圖 砂粒充塡の粗なる場合

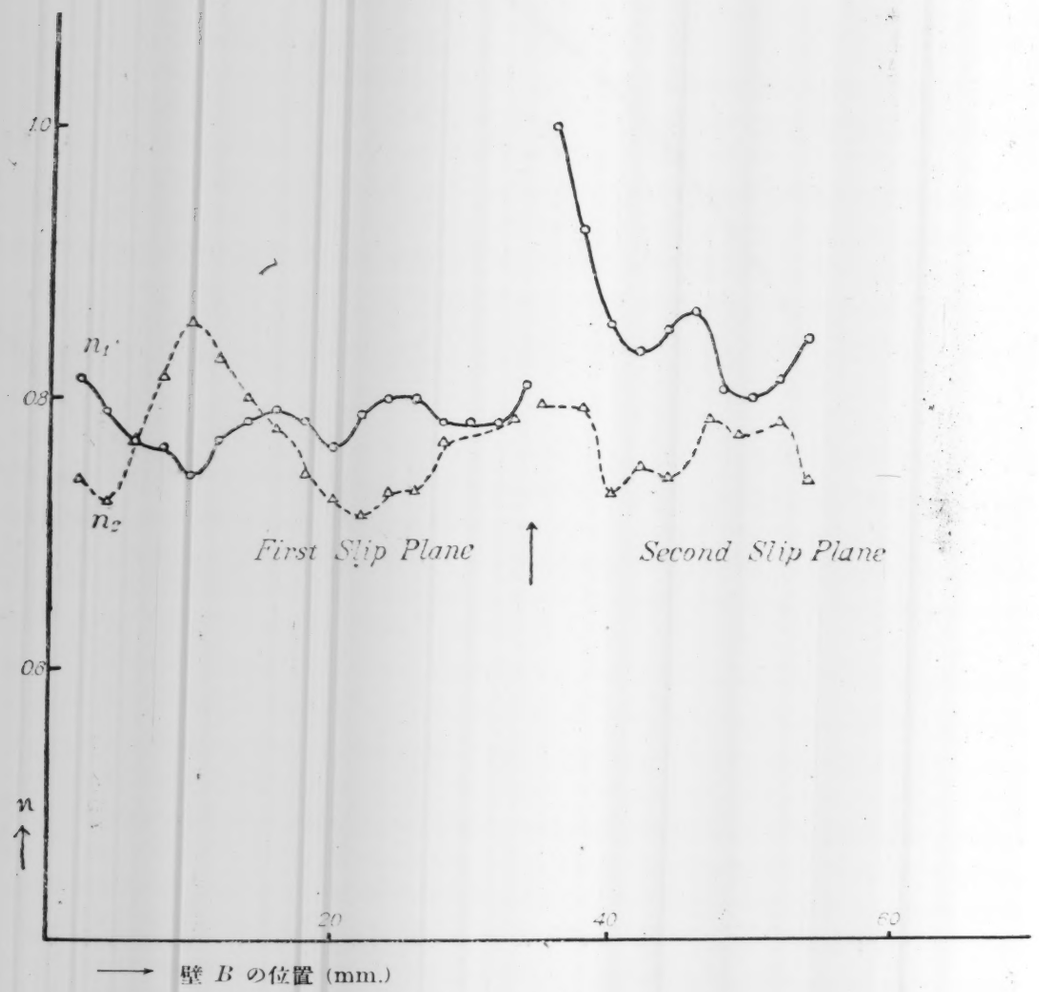


Fig. 11. Loosely packed.

い時に摩擦も增し其爲に曲りも著しくなると解釋する事も出來る。さう考へると、滑面の曲りは器壁の摩擦によるとも考へられる。

併し前記の結果を、正當に解釋し得る爲には K や n の物理的の意味をもつと明にしなければならない、併し此の點を明にする爲には容器の大さや形狀、砂の性質等を種々に變へて試驗する必要があるので急には目的を達し難いから、今の處唯上の大體の說明に止める外はない。

唯此れに關して參考となるべき一つの事實を下に附記する。

滑落面即ち K や n の不連續を示す點の高さを測つて見ると極めて不規則ではあるが自ら一定の平均値がある。即ち第六圖の close packing の場合に就て云へ

第 一 二 圖 砂粒充塡の密なる場合

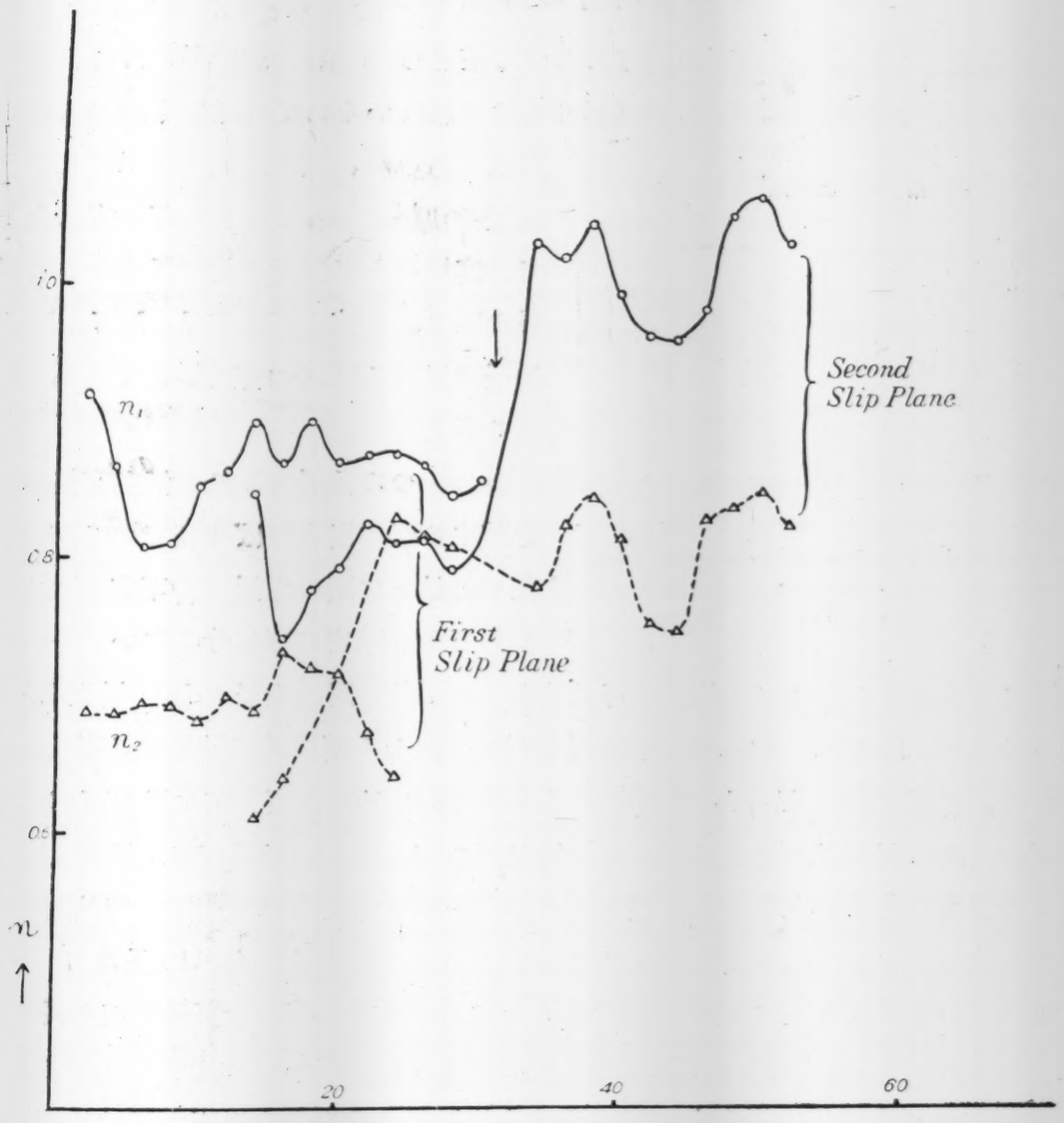


Fig. 12. Closely packed.

ば、第一滑落面で全高の 0.27 (器底から)第二面で其の 0.30 の處にある。換言すれば器底から測つて砂層の厚さの約三分一の點の上下で滑落面が異なるといふ事になる。

此の不連續は多分横壁の摩擦に起因するものかと思はれる。併し直接に此の點を驗する事は困難である。間接の方法としては、砂層の厚さと長さを恒同とし、幅を系統的に變へ、それによつて上記不連續が如何に影響されるかを驗する事である。此れも將來の問題であると考へられる。

滑落面前方の砂層の變形

次に問題となるのは滑落面の前方にあつて墜落しつゝある砂層が如何なる變形を受けるかといふ事である。此れも詳しく調べればいくらでも詳しく調べられる問題であるが、玆では最も簡單でしかも大體の狀態を知るに都合の好い方法として、寫眞の上で白砂の線で限られた各砂層の厚さ、即第一三圖の h_1, h_2, h_3, h_4 が砂層の崩れる間に如何に變化するかを調べる事とした。

第一三圖

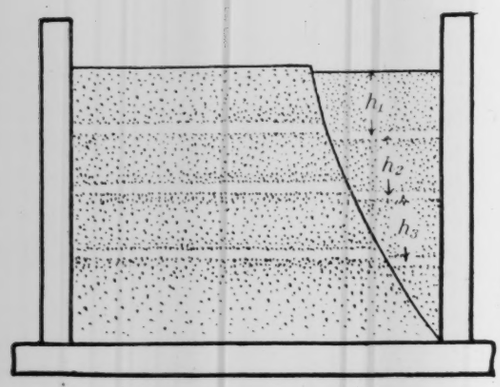


Fig. 13.

若し一つの砂層の崩れを活動寫眞的に追跡する事が出來れば便利であるが、現在では始めに斷つた通りの不完全な方法であるから精密な事は分らない。それで唯異なる砂層の一つ一つに就て、可動壁が2 cm. 動く間に生じた h_i の變化 δh_i を測つて見た。此の δh_i も極めて不規則であつて個々の價に就て議論する事は困難である。實際は此の $\delta h_i / h_i$ の價は可動壁の動かし始めの頃と第二滑落面が生じる頃、又此れが生じた後では相違する筈であるが、現在の結果では其區別よりも箇々の實驗の誤差が大きいから識別する事が出來ない。それで此點を度外視して平均を取つて見ると次の表のやうになる。此表には尙各層の水平の長さ l_i とその延び δl_i との比も並べて見た。此の l と云ふのは滑落面から可動壁迄の長さを測つたものである。實際には滑落面は上半では後退し下半では前進して居るから l の變化には此の爲の變化と、同一砂塊の伸長によるものも兩方が現はれて居るが、先づわざと滑落面が最初のまゝ固定して居ると想像して見る。

第 一 表 Table I.

實驗番號	Packing	$\frac{\delta h_1}{h_1}$	$\frac{\delta l_1}{l_1}$	$\frac{\delta h_2}{h_2}$	$\frac{\delta l_2}{l_2}$	$\frac{\delta h_3}{h_3}$	$\frac{\delta l_3}{l_3}$	$\frac{\delta h_4}{h_4}$	$\frac{\delta l_4}{l_4}$
IV	loose	−0.057	0.154	0.068	0.138	0.163	0.083	0.078	−0.061
V	close	0.052	0.275	0.067	0.107	0.118	0.104	—	
VI	close	0.083	0.185	0.061	0.174	0.061	0.102	0.213	0.100

第　二　表　Table II.

i	$\left[\frac{\delta l_i}{l_i}\Big/\frac{\delta h_i}{h_i}\right]_{IV}$	$\left[\frac{\delta l_i}{l_i}\Big/\frac{\delta h_i}{h_i}\right]_{V}$	$\left[\frac{\delta l_i}{l_i}\Big/\frac{\delta h_i}{h_i}\right]_{VI}$
1	−2.71	5.30	2.23
2	2.03	1.63	2.85
3	0.51	0.09*	1.67
4	−0.78	—	0.47

* V の場合に第三層に於けるものの値の小さいのは、この場合では第三層が他の場合の第四層即ち最下層に相當する部分であるためであらう。

即ち極めて粗略な言葉で云へば、各層は大體に於て上下の方向には縮む事が分る。それでもし砂の見かけの比重の變化を無視し、又滑落面の變化を一時無視すれば次のやうな關係が成立する譯である。

l＝層の長さ（可動壁の動く方向の）

δl＝　,,　,,　の變化（增加）

h＝層の厚さ

δh＝　,,　,,　の變化（減小）

$$hl=\text{const.}$$

$$\frac{\delta h}{h}=\frac{\delta l}{l}$$

もし各層各均一に延長するとすれば $\delta h/h$ はそれぞれ l に反比例する。從つて下層では上層より遙に大きくならなければならない譯である。實際の結果は上の第一表の通り亂雜であつて此の關係を驗する事も困難であるが、いづれにしてもさうはなつて居ない。

第二表の $\delta l/l$ と $\delta h/h$ との比を見ると、若し滑落面が不動ならば、1 になるべき數が上層に就ては著しく大きく下層では著しく少さくなつて居る。此れは第一〇圖に示す如く滑落面が上部では後退し、下半では前進しつゝある事實によつて了解されるであらう。而して此の比が丁度 1 になるやうな深さが丁度第一〇圖の C 點に相當する譯である。

併しいづれにしても大體に於て h が可動壁の進行と共に減じるのは兎も角も各層が大體に水平方面に伸長しつゝある事を示す此れは一つの注意すべき事實と考へられる。

其他の事實

上記の解說では滑落面を簡單に幾何學的の面を考へて來たのであるが、實際には此の境界のところに一つの注意すべき構造がある。第一四圖の寫眞に示すやうに、圖の左半の全く靜止した部分と、右半の滑落しつゝある楔形の部分との間には、圖で二つの點線に挾まれたやうな薄い特別な層がある。此の中間層は其左右の質塊の間にある粘流動體の如く流動して居るかの如く見える。此際興味ある事は此の境界層の左の質塊は剛體の如く、右側の塊は少くも彈性固體の如く動きつつある間に、其の二塊の間の比較的薄き部分だけが、全體としての變動の大部分を引き受けて居る事である。此れは他の方面でも云はれて居るやうな、彈性限を超へた場合の「變形の局部集中」といふ事の一例として注目すべきものと思はれる (G. Sachs u. E. Seidl: Naturwissenschaft, **13** (1925), 1032 參照)。此の層內に於ける砂粒の相互排列の變化が此の滑面の self-stopping action に多大の關係を有するものと推定される。

尙第一四圖の寫眞は前圖よりも更に變形が進んだ後靜止したときの寫眞である。玆では上記の境界層が一層甚しく變形して居り、又旣に第二段の滑落面が生成して居る事が示されて居る。

なほ注意すべき事は、此の境界層の橫壁硝子面に接した處で、砂粒の間に隙間が出來て丁度龜裂のやうなものが出來る事がある。又同樣な龜裂が第二滑落面の生ずる前驅となつて現はれる事もあるやうである。寫眞では此れが明白に分らないが、實物については鮮明に見分けられる。第一五圖にはその大體の形と排置を白い曲折線で示してをく。此れは兎も角も此の層の擾亂の甚しい事を示し、つまり loosening を表示するのであらう。

次には參考の爲に loose packing の砂層を沈着せしめる際に各層の沈下の度を測つて見た。此れは簡單に考へれば各點の沈下は其當初の高さに比例する筈であるが、實驗の結果によると、表面に近い層の沈下が割合に大きい、此れは恐らく矢張り器壁の影響によるものであり、而して又前述の滑落面の不連續と關聯して居ると考へられる。即ち下層の K が一般に大なのは、側壁の摩擦の爲に下層は settle し難い爲めであると解釋される。

以上は砂層の段階的崩落に關して今日迄に行つた實驗の結果の梗概である。此の問題はなほ續いて追究する心算であるから、他日更に幾分進んだ結果を報告す

機會があるであらうと思ふ。

摘　　要

(1) 段階的の山崩れや崖崩れの現象が砂層の崩落によつて模倣される事實に注意した。

(2) 地殻の斷層生成の如き大規模の現象も亦砂層の模型によつて模倣され得る事を論じた。

(3) 金屬の歪によつて生ずる slip band の現象と砂層の段階的崩落との間に形式上の類似のある事を指摘した。

(4) 長方形の箱に盛つた砂層の側壁を徐々に外方に動かす際に生ずる滑落面を調べ、此の形を定める簡單な實驗式を求め、其の式の常數が、砂層の充塡の粗密によつて如何に變るか、又崩落過程の進行に際して如何に變化するかを調べた。

(5) 一般に滑落面は二つの面の不連續な接合から成つて居る。

(6) 砂層の充塡が密な場合には粗な場合に比べて滑落面の傾斜が急である。

(7) 第一段の滑落面が生じて後その面の傾斜は段々減ずる。密充塡の場合には第一滑落面の滑落の進行中に第二の滑落面を生じ、暫時の間は兩者同時に進行する。その間に第二滑落面の傾斜は却つて急となる。次に第二滑落面の運動が停止すると、第二滑落面の傾斜は段々緩になる。

(8) 充塡の粗な場合は、第二滑落面の生成と殆んど同時に第一滑落面の運動は停る。

(9) 滑落面の前方の砂層は前方に延長されて其厚さを減ずる。

(10) 滑落面に沿ふて特別な薄層が存在し、此の層に主な歪が集中する。此層は二つの固體の間に挿まつた粘性流體であるかのやうに變形する。

(11) 結論としては次の事が云はれる。即ち第一滑落面の下端は可動壁の下端に接して前進すると同時に上端は K の增大の爲に後退する。そして傾斜が最低限に達すると滑落不可能となる爲、その滑動が停止し、第二滑落面が滑落を擔當する。此の第二滑落面の K は小さいから此の面は傾斜が急である。それで第一滑落面の最後のものと第二面の最初のものとは一定の開きを有し、此れが段階的崩落の幅を決定する。即ち段階の幅は摩擦の最大限と最少限の差及び層の厚さによつて決定されるものである。

終に臨んで、土壓に關する文献に就て物部教授から種々有益なる指導を受けたに對して特に感謝の意を表し度い。又小藤教授が吾々の仕事に興味を懐かれ又有益な暗示を與へられた事を感謝する。

第　一　圖

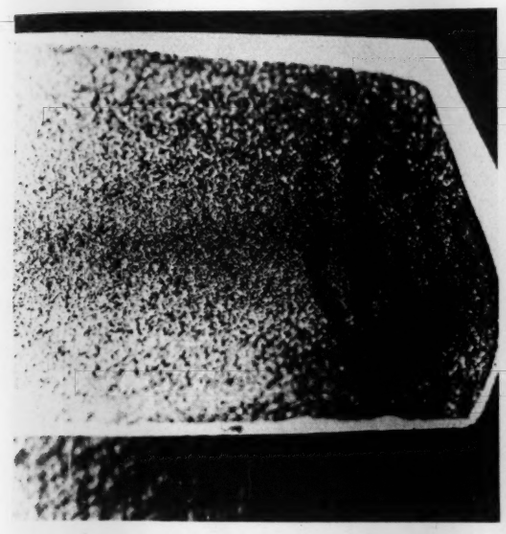


Fig. 1. Step-faults produced in sand by receding the side wall of a cardboard box.

第　二　圖

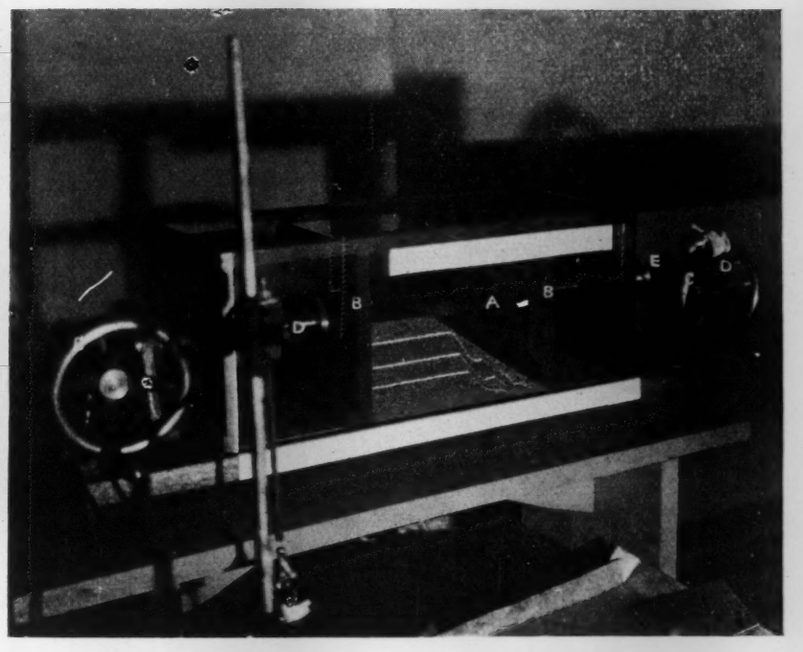


Fig. 2. Apparatus of experiment.

第四圖（最初に settle しない場合）

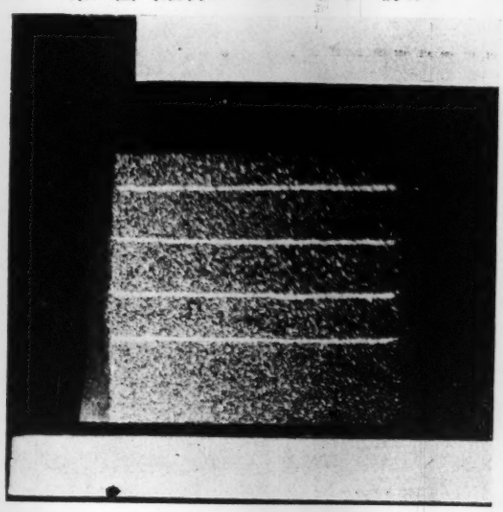


Fig. 4. Slip motion in the case of loosely packed sand mass.

第五圖（最初に settle した場合）

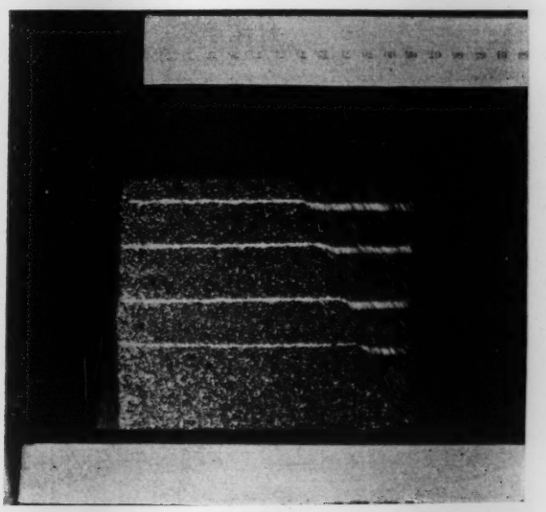


Fig. 5. The same in the case of closely packed mass.

（震研彙報第四號・圖版、寺田、宮部）

土佐海岸に於ける地殻表面の高低に就て[1)]

所員 岸上冬彦
小平孝雄

On the Profiles of Land on the Southern Coast of Tosa, Sikoku.

By

Huyuhiko KISHINOUYE and Takao KODAIRA.

(Abstract)

The purpose of the present investigation is to construct the profile curves of the vertical sections, perpendicular to the coast line, at different parts of the southern coast of Tosa, and thence to infer some clue for determining the amount of the past vertical displacement of this region.

The coastal region was divided into seventeen sections (Fig. 1) by boundary lines drawn orthogonally to the contour lines. For each region, the areas between the successive contour lines were measured with a planimeter. The contour lines taken are those for the height $h = +20$ m., 0 m., -37 m. (20 fathoms), -55 m. (30 fath.) and -91 m. (50 fath.). Dividing the area thus estimated by the length of the zone, the average distance between the adjoining contour lines is obtained. The distances obtained are given in Table I. Making use of these values, the profile curves for different sections were constructed as shown in Fig. 2.

The angle of slope $\tan^{-1}\frac{dh}{dl}$ where h is the height and l the horizontal distance, was obtained by means of graphical differentiation of the profile curve. Fig. 3 represents the relation between the inclination and the height, while Fig. 4 gives the relation inclination-distance.

The places where the inclination is maximum or minimum are connected by lines in Fig. 5. It is to be remarked that there exist two pairs of maxima and minima in the central part of the region.

Confining attention to the places of minimum inclination, the authors calculated the mean depths of these places separately for the two groups of the sections, i.e. 1-8 and 9-17, the two regions for which there exist some historical evidences of upheaval and depression respectively, on the occasions of past destructive

1) 此の調査は東京帝國大學理學部地震學科學生の地球物理學演習として寺田教授の指導の下に著者等の在學中に行つたものである。

earthquakes. The difference of the mean depths for the two groups turned out to be 25 m. (Table II). As for a check of the above result, they calculated also the average inclination at $h=-20$ m. for the group 1-8, and that at -10 m. for the group 9-17. The values obtained are about 2°20′ for the both groups. Again, the angle of inclination at $h=+5$ m. for 1-8 and that at -20 m. for 9-17 are about the same, 1° 30′.

These results suggest that the eastern coast of tosa was upheaved twenty to thirty metres relative to the western coast in an unknown past.

土佐海岸の地形を見ると、大體に於いて高知市の東方は海岸線の凹凸が少なく、その西方は凹凸が多く急傾斜をなして海に面してゐる。殊に須崎港の東は出入多く、明らかに Drowned Valley である様に見える。此の地方に就いて、現在の地形から過去の隆起又は沈下を稍數量的に推定しやうといふのが最初の目的であつた。

研究方法及び其の結果

陸地測量部發行の五萬分一地形圖と、水路部發行の海圖「室戸崎至足摺崎」(No. 108)とを使用した。先づ沿岸の地帶を適當な長さに分割して **17** 區域(第一圖に各區域の位置を示す)に分つた。而して大體に Contour line の Orthogonal trajectory になる様に任意の曲線を引き、之を區域の境界線とした。次に各區域につき 0 m. から 20 m., 20 m. から 100 m., 100 m. から 200 m., 200 m. 以上 Ridge までの各 Contour line の間の面積を Planimeter で測つた。各區域に就て 20 m. から 100 m. まで面積を夫々の單位として 0 m. から 20 m. 等の面積を表はすと、隆起したと考へられる所と沈下したと考へられる所とは、夫々別に Same order の値が出た。それで異なる高度を有する面積の比といふ數値で隆起と沈下の區別が出來さうだといふ見當がついたので他の方法を始めた。

海も陸の 17 區に對する 17 區(第一圖)について各〻 0 fathom から 20 fath., 20 fath. から 30 fath., 30 fath. から 50 fath. の面積をはかつた。次に個々の地帶の長さを測つて、前に求めた面積を割れば、二つの Contour line の平均した間隔が求められる。Contour line の示す高さの差は與へられてゐるから、結局或意味で、不規則の地形を平均した土地の斷面を作ることが出來る。此の様にして求めたのが第二圖である。此等の圖に相當する數値は Table 1. に示す。表には +20 m.

第 一 圖 土佐の等深線圖（深度尋）

Fig. 1. Depth Chart of Tosa. (Depth in fathoms)

附表 I. 等高線間の距離(粁)
(Table I. Distances between Successive Contour lines in Km.)

Height / Region	+20 m., 0 m.	0 m., −37 m. (20 fath.)	−37 m., −55 m. (30 fath.)	−55 m., −91 m. (50 fath.)
1	0.47	1.48	0.84	2.79
2	0.39	1.52	0.51	1.80
3	0.54	2.47	0.76	2.35
4	0.55	3.41	1.58	3.51
5	0.66	5.43	2.76	4.82
6	0.35	6.05	3.05	5.28
7	2.08	7.39	3.08	6.20
8	1.06	3.66	2.91	7.63
9	0.07	1.53	2.00	8.10
01	0.34	3.81	2.55	9.43
11	0.14	2.17	1.67	8.02
21	0.07	1.06	0.44	4.96
31	0.01	1.77	0.98	4.22
41	0.16	1.45	1.00	4.51
15	0.41	3.64	2.26	4.85
16	0.15	2.11	1.08	4.17
17	0.03	1.31	0.66	1.82

第二圖 斷面圖

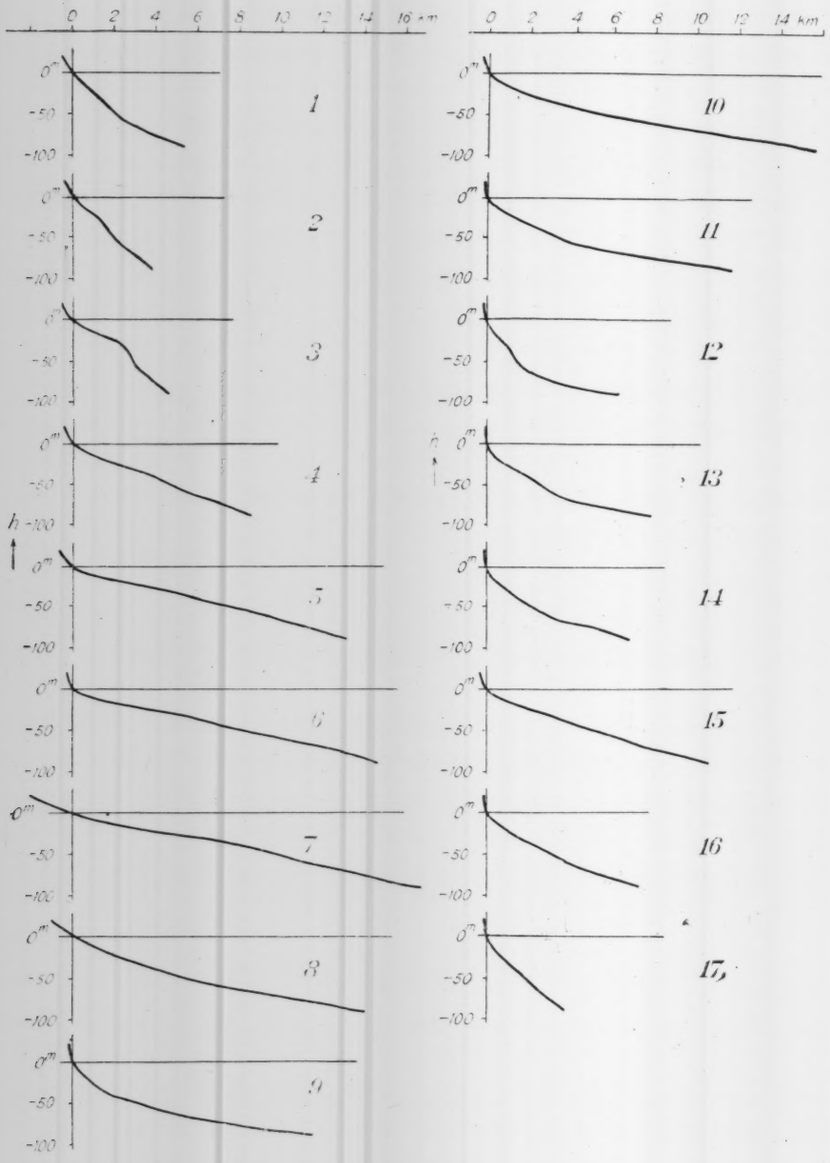


Fig. 2. Profiles in 17 sections shown in Fig. 1.
l=Distance from the coast, h=Vertical height.

の高さから、海中は −91 m. (50 fathoms) までをかいてある。それ以外は略した。又例へば +20 m. から 0 m. の中間の様子は、Table 1. からは求められないので、圖で適當と思はれる様に曲線を引いたことをお斷りしておく。

斷面圖 (Fig. 2) が出來ると、圖から $\frac{dh}{dl}$ を求めた。h は高さ、l は水平距離を示す $\tan^{-1}\frac{dh}{dl}$ を圖示すれば、第三圖、第四圖の様になる。此の傾度といふのは第二圖の斷面から Graphical に求めたのであるから此の方法に何時も固有な誤差を伴ふことは勿論である。併し同等の斷面を取つてあるから大勢を判斷する材料にはなり得る。第三圖は Abscissa に高さをとり、第四圖は水平距離をとつた。

第五圖は傾度の極大極小を連ねる線である。中央部では明に極大と極小が二段になつてゐることを示す。

第　三　圖　高度—傾度圖

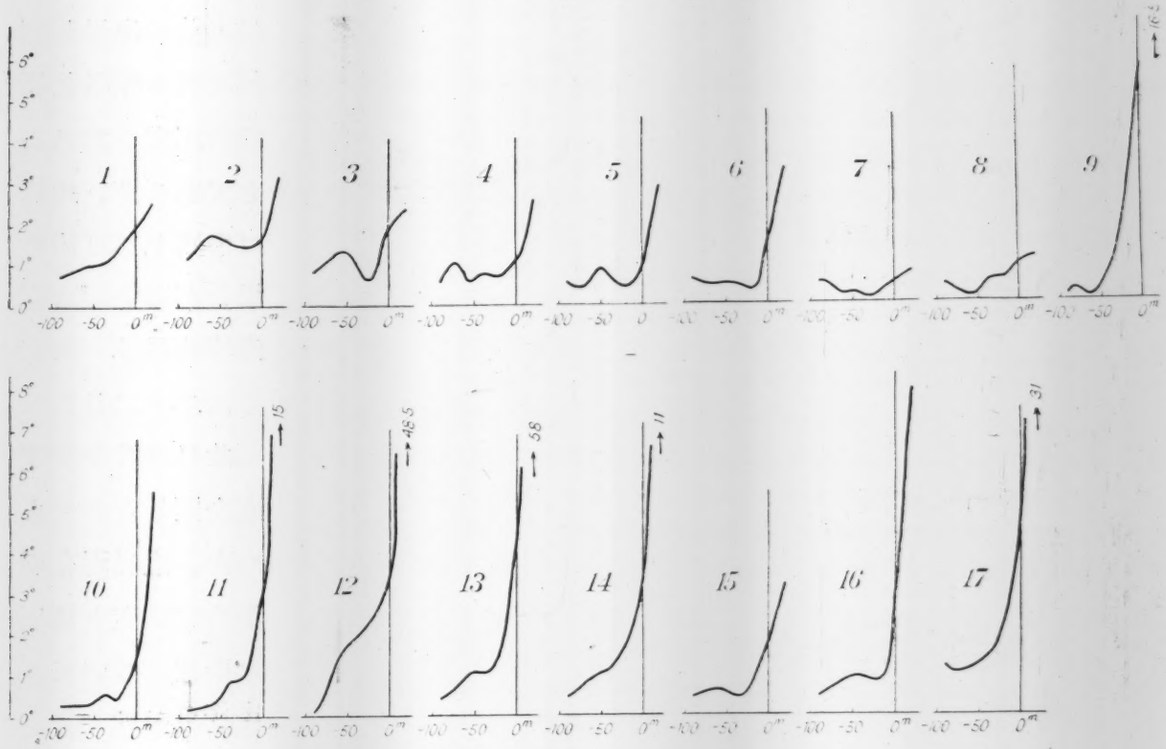


Fig. 3.　Ordinate:　The angle of Slope $\tan^{-1}\frac{dh}{dl}$.
Abscissa:　The height.

距離—傾度圖から距離について微分したものも圖示して見たが此處には略す。

以上の結果を見て氣のつくことは、直接海圖を見ても分る事ではあるが、先づ等深線では 50 fath. が安藝から須崎附近までは海岸から殆ど等距離で、安藝の東及び須崎の西で急に海岸に近づき室戸、足摺の崎では殆ど海岸に接してゐる。20 fath., 30 fath. は浦戸灣の東、物部川の所で最も海岸から遠ざかり、その東及西に行くに從ひ次第に近づく。30 fath. と 50 fath. との間隔が須崎附近で最大となり、東は灣に沿うて次第に狹くなる。西は急に幅が減じ、それから先は殆ど一樣である。

上記の 20 fath., 30 fath. の Contour line の特徵は一部は物部川、仁淀川等の運搬した砂、泥の沈澱によるであらうが、他の原因にもよるかも知れない。

現在の調査を完了した後に辻村太郎氏の「日本の海岸變化に關する二三の問題」といふ論文の中にある次の記事に氣が付いた。

第四圖 距離—傾度圖

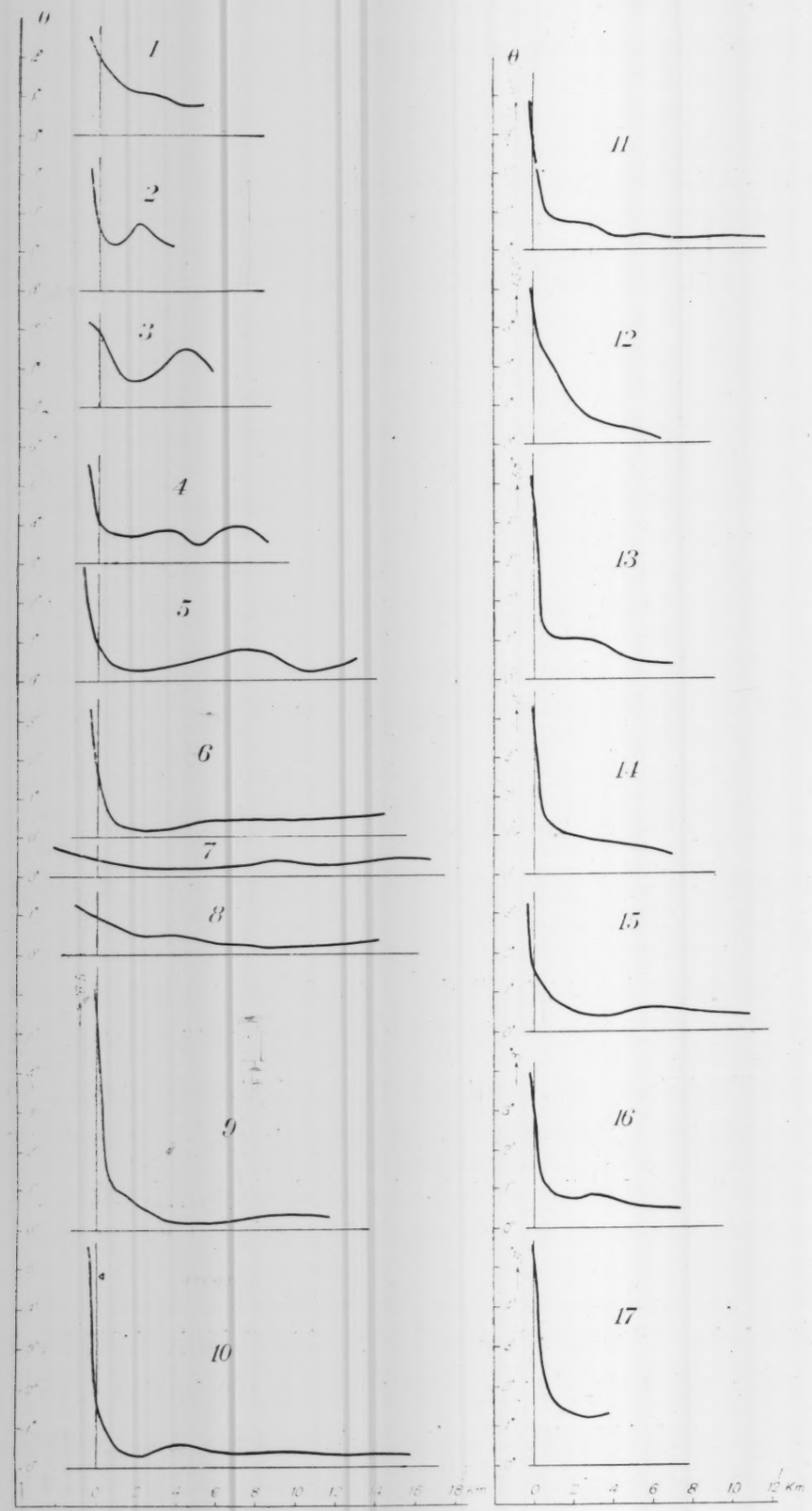


Fig. 4. Ordinate: The angle $\tan^{-1}\frac{dh}{dl}$.
Abscissa: The horizontal distance.

『地形學的方法。最も理想的な方法は以前の海崖基脚部に當る傾斜急變線の深度を測ることであるが、此れは事實上不可能な場合が多い。』(東洋學藝雜誌 大正十四年十二月)。

此れは我々が丁度企圖した事であつた。之は現在の場合に高度と傾度の曲線について或度迄は試驗することが出來る。高度—傾度圖を見ると 1-8 と 9-17 とは著しく趣を異にすることがわかる。先づ +20m. の所の傾度が著しく差が表はれてゐる。即ち西に小さく東に大きい。次に傾度の極小又は急變する所の深さを第三圖から求めた。之は斷面圖の作り

第　五　圖

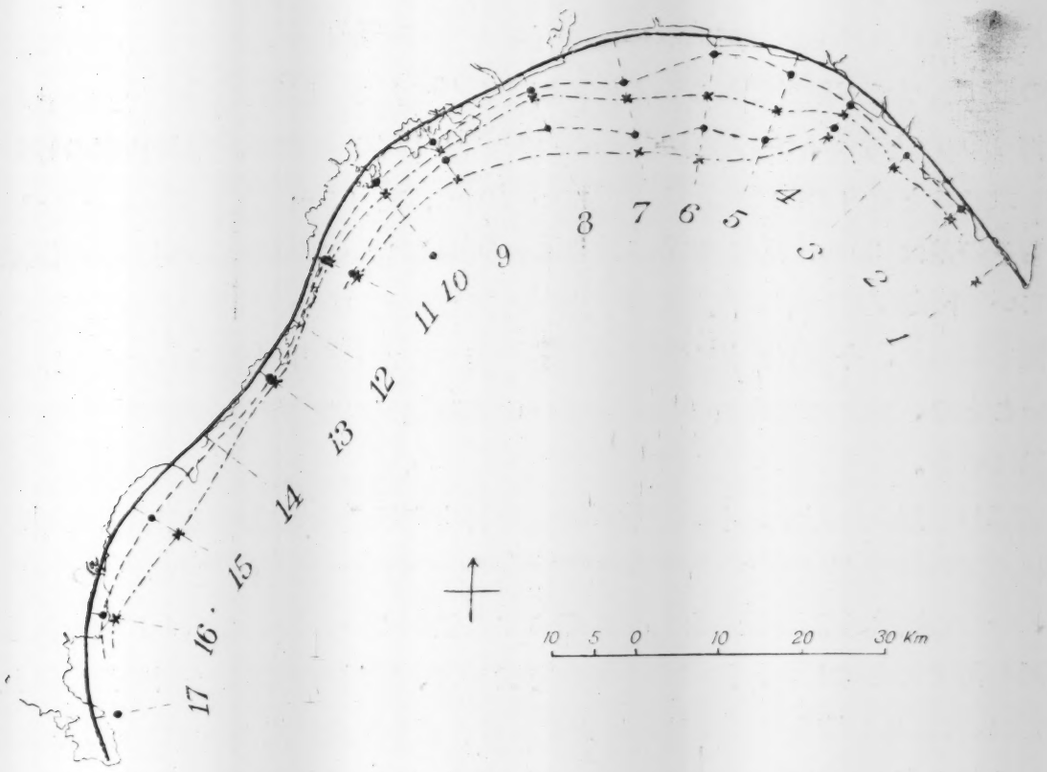


Fig. 5. Lines of Maximum and Minimum Slopes.　• Minimum　× Maximum

方で、かなりの程度までは如何様にでも變へられるのであるから嚴密のものでないことは承知して戴きたい。

附表 II.　(Table II.)

區域 Place	1	2	3	4	5	6	7	8	Mean
高度 Depth (m.)	−30	−15	−30	−20	−25	−20	−25	−20	−23

區域 Place	9	10	11	12	13	14	15	16	17	Mean
高度 Depth (m.)	−60	−25	−30	−50	−35	−90	−40	−25	−80	−48

大體に於て 1-8 は從來隆起したと考へられて居る所でその他は沈下した所である、そのことが不明瞭ではあるが幾分上の表でも見られると思ふ。右端にかいた平均値の差 25 m. だけ東の方が西の方に對して相對的に隆起したことを表はすの

かとも解釋され得る。次に 1-8 の +20 m. の所の傾度の平均をとると 2° 20′ となり、9-17 の −10 m. の所の平均は 2° 20′ となつて等しい。+20 m. の所は斷面圖の端にあつて不確實であるから他の所をとつて見る。同樣にして 1-8 の +5 m. は約 1° 30′ となり、9-17 の −20 m. の所では 1° 30′ となる。結局傾度の等しい所を求めると東方の +20 m. と西方の −10 m., 又 +5 m. と −20 m. となつた。即ちその差は 30 m. 及び 25 m. となる。若し等しい地形のものが、その儘傾斜しないで隆起又は沈下したならば、上記の高さの差 30 m. 及び 25 m. が相對的の値を示めす。今求めた値が傾度の極小の所から求めた土地變動の大さと殆ど等しいことは、或ひは實際に 20 m. −30 m. の隆起又は沈下があつたのではないかと思はせる。

（追記） 以上は岸上、小平兩君が地震學科後期學生の地球物理學演習として行はれた調査の結果である。時間の制限のために充分なことは出來なかつたが併し、一つの研究方法の例示としても發表する法がよいと信ずるから、敢て貴重な紙面を汚すことにした。茲で余の理想を云へば、同樣の方法を全國の沿岸に就いて行ひ、其結果を綜合すれば始めて何等かの有益な推論が出來るであらうと思ふ。併もこれは容易な仕事ではない。若し出來るならば、傾斜角 θ を高度 y 又は距離 x の函數として $\theta=f(y)$ 又 $\theta=f'(x)$ なる函數の定型數種を分類學的に定めることが第一の仕事である。次には同型に屬するものの函數のパラメーターを實際の曲線から定める。此れは函數の形をなるべく簡單に選んでおけば容易に出來る事である。次に斯くして得たパラメーターの價を地圖の上に分配して見て、パラメーターの共通な區域に於て共通な地學的特徵を求めて見る。何か見付かれば、それを Working hypothesis として次にはその Verification にかゝることが出來る。此の如くして何等の既成觀念なく純歸納的方法で事實に近よることが出來ると思はれる。

上記兩君の研究は少くも此の方法が單なる空想でないことを示す一つの實例として見られる。即ち $\theta-y$ 曲線の極大又極小に相當する y の特定の價 y_0 が現在の場合の一つのパラメーターである。此のパラメーターが假想隆起區域と沈下區域とで整然たる區別を示した。即ちパラメーターの地學的意義に對する一つの根據が得られた譯である。此れを一つの Working hypothesis として進むのも無用ではないと信ずるのである。

なほ $\frac{dh}{dl}$ 曲線が異る區域に於て同形である間隔をもつて平行して居る場合には地盤の傾斜のあつたことを暗示し、$\frac{d^2h}{dl^2}$ が平行である曲線は相對的の彎曲のあつたことを暗示する。上の結果からも多少此點に就て論じられないことはないが、材料不足であるから玆には省略し讀者の判斷に待つこととする。

寺　田　寅　彦

土佐國南海岸の地形に就て

所員 寺田寅彦

On the Relief of the Earth Crust on the Southern Coast of the Province of Tosa, Sikoku.

by

Torahiko TERADA, Member of the Institute.

Abstract.

In connection with the preceding paper by Messrs. Kisinouye and Kodaira, some discussions are made regarding the topographical and bathymetrical features of the region in the central part of the southern coast of Tosa, especially the part near the Town of Kôti. The region consists of a number of narrow rectangular strips of blocks with 3 or 4 km. breadth. Each strip shows a relative vertical displacement to its neighbours and in some case also an apparent horizontal shifting (Fig. 1 and 2.) Such a strip-structure may be compared with that of the model earth crust described especially in another paper by the present writer and N. Miyabe (especially see Photo. 6 and 10 of the paper cited).

Some discussions are made on the probable mode of formation of the coastal plane to the East of Kôti. It is partly due to the alluvial deposits of the River Monobe which probably took an western course in the past. Some traces of wave erosion in the Bay of Kôti suggests, according to the author's opinion, that a slight upheaval has taken place after the general submergence of the region.

A kind of "Eohypsen" for Sikoku is constructed which suggests that the central part of Southern Tosa was subjected to a sliding motion towards S (Fig. 3, the portion between the lines AB and CD), while the part on the eastern side of CD was upheaved towards the end of the Tertiary.

前項に於て記載された岸上小平兩君の研究に連關して敢て蛇足を添へることとする。

土佐南岸の歷史時代に於ける土地の垂直變化に就ては後に掲ぐる通り種々の文獻がある。此等の材料を綜合して稍確らしく思はれる事は、近い過去に於ける大地震の際に東部沿岸が隆起し西部が沈下したといふ事である。尤も此れも疑へば疑ふべき餘地はあるが、少くも局部的な資料からはさう考へられる。もう一つは

高知市附近、高知灣の奥の海面が千年以前に比し著しく狭小となつた事である。此れは埋沒によるか隆起によるか其點も余り明白ではない。

地質時代の變動もよくは分らないが、唯高知附近の地形が沈降によつて生じたものである事だけは明である（辻村太郎氏、地形學、四十四頁）。それで以下此の沈降の狀況に就て少しばかり立入つて調べて見た結果を述べて置きたい。

高知灣が南北方向の地裂に依つて生じたものである事は昔原田博士も注意された事である。特に灣の中程にある孕（ハラミ）と稱する海峽に於て、高知市の南方を東西に走る連山が中斷せられて居る狀況は實地を見ても、又五萬分一地形圖を見ても極めて著しい事である。今此の山脈を西から東へ追跡して行くと、仁淀川東岸から始めて吉良峯から瀧森迄は略高さが平均し最高點が240m位である。それが西分村の谷を越へて東側に移ると急に高くなり柏尾、烏帽子、鷲尾の三峯は300m以上である。それから少し低くなつて居つて切斷されて居る。然るに灣の東部へ越へると、峯が揃つて低くなり、約150m內外となる。

もう一つ注意すべき事は、灣の西方の柏尾、烏帽子、鷲尾、宇都野諸峯を連ねる直線(圖の實線AB)と、灣の東方の脊梁を連ねる直線（圖の實線CD）とが、互に略並行はして居ながら、南北に齟齬して居る。即ち後者が前者に對して約500mのオフセットを示して居る事である。

第 一 圖 —— 山脈; ---- 假想ブロック境界線

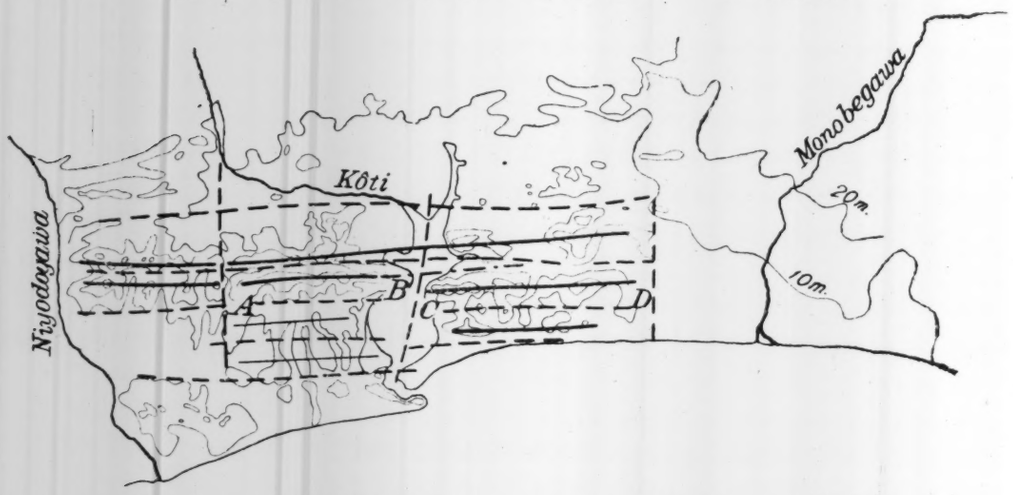


Fig. 1. —— mountain ridge; ---- supposed boundary of blocks.

此の事實は灣の東側の細長いブロックが、此れに應ずる西側の地塊に對し、五分一乃至五分二の勾配の斜面を南に辷り落ちた事を暗示する。

此の事は一方、灣東山脈と其北方に孤立した五臺山との間には廣い溝があるのに、灣西で五臺山と相應すると思はれる神田山が直ちに灣西連山に密接して居る事でも裏書きされる。幸にして此の地方は表面地質が簡單な帶狀をなして居るから、浸蝕の差によつて上記の著しい事實を說明する事は困難である。

第一圖に此地方の地形を示す爲の假想的地塊の境界線を引いて見た。

上記と稍類似の現象が、高知の西方宇佐の浦內灣の處に見られる。即ち東西に長い此灣の南側に屛風の如く連なる山脈は恰も略灣の幅だけ南方に移動したかのやうに見える(圖のEF線とGH線とのオフセット)。此の擾亂の半面と思はるゝものが此灣の北を東西に走る山脈の脊梁(IJ)の彎曲にも見えて居る。

第二圖 —— 山脈; ---- 假想ブロック境界線

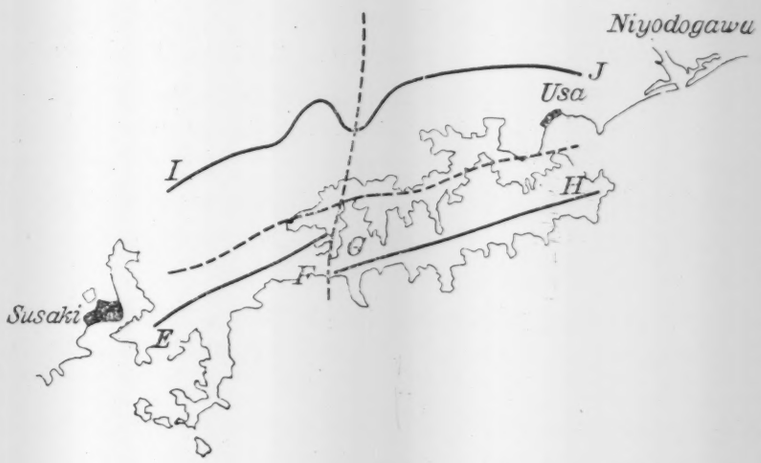


Fig. 2. —— mountain ridge; ---- supposed boundary of blocks. Note the off-set of GH against EF.

此れだけの觀察から起る想像は土佐南岸中央部は、東西に細長い短冊形の地塊に分れ、それ等が丁度砂堤の崩れ落ちるやうに大洋の方へ崩落したといふ事である(別項寺田、宮部、砂の崩れ方に關する實驗並に地殼模型に關する實驗。殊に後の論文の寫眞第六及第十參照)。此の考に有利であると思はれるのは第三圖に示す四國全體の高低圖である。此れは普通の高低圖でなくEohypsenのやうなものである。即ち陸地測量部の廿萬分一地圖で標高の記入してあるだけの各山頂の高度について等高線を引いたものである。此の圖の等高線の形は吾々に種々のヒントを與へるが、就中目に立つ事は、AB及CD二線(次頁第三圖)の間の部分がその外側に對して少くも500m陷沒したる如く見ゆる事である。尤もAB線の最高部附近は地質上の差があるから浸蝕の差も多少手傳つて居るかも知れない。併しそれだけで此の五百米の差を說明するのは無理であらう。

扨て、もしも上のABとCDとの間の陷落が海中迄も及んだものとすれば、等深

Fig. 3. Contour lines for 500 m., 1000 m. and 1500 m. height.
,, ,, ,, 50 and 100 fathoms depth.
AB and CD show the probable boundaries of the area depressed by slip motion.

線も矢張り等高線の 500 m や 1000 m と並行する筈であるのに實際は、海圖によつて明に示される如く、等深線の中 50 尋線は、海岸線よりも一層 500 m 線に對して南方にせり出して居る。此の事は上の假想的の地塊沈落に際し北の方の陷落が著しく、南の方のは少なく、つまり此の地塊は南に動きながら海中の或る東西軸のまはりに回轉した事を示すものと解釋される。此の種の變形が地上の山崩れの際に起るのは周知の事實であるが、現在の場合にも規模の大小こそ違ふがその機巧は全く同一であらうと想像される。

上記の考は又岸上君等の別項の研究からも幾分吟味する事が出來る。即ち地面が水平面となす傾斜角 $\theta=\tan^{-1}\frac{dh}{dl}$ と高度 h との關係を示す同氏論文第 三 圖を調べて見ると、先づ高度 50 m と −50 m の間に就いて見たときに、Nos. 1, 2, 3 及 11, 12 等 に比較して其の中間地域の曲線が一帶に下にさがつて居る。即ち中間區域の斜面が緩徐になつて居る事を示して居るのである。

岸上君等の論文第 五 圖に於て、傾度の最大最小を示す線が中部沿岸で二段になつて居る事實は、又此の種の陷落に特有な徵候である。

海圖等深線を見ると土佐奈半利河口の沖から室戸岬を經て東岸野根河口に到る區域では海底の傾斜が著しく急で其の隣の區域と著しき不連續を示して居る。此れに相當して地質の方でも此の地方は沿岸に第三紀層の露出を示して居る。即ち此の三角形の部分は第三紀層生成以後に隆起した事を示して居る。

土佐中央部の南方への辷落と此の東部の隆起とは恐らく相連關して起つたものと考へるのが自然であらう。

現今の地球物理學上の作業假說の立場から云へば、此れは次のやうにも解釋される。

即ち四國東部高峯地域の sial の深い根が南に押されて其爲に室戸岬方面が上がり、其の擾亂の爲に中央部に箕形の辷落を起したと考へれば一應の說明はつくのである。

AB 線は或はもつと西部迄擴がり、即ち辷落がもつと西の方迄波及したと考へられない事もない。此れは百尋等深線の趨勢からも想像される事である。

以上の假說を許容するならば、歷史時代の地震毎に起つたとされて居る陷沒隆起の分布は、第三紀の變動の餘韻として說明され得るであらう。尤も高知東部隆起の史料は甚だ薄弱であるから隆起の事實は寧ろ砂濱の發達より判斷する方が適當かも知れない。

次に一言したいのは高知附近の地盤が大陷沒をした時から今日の地形を生ずるに到る迄の過程に就てゞある。

紀貫之の土佐日記に關する考證によつても、又現在高知附近の地名の考證によつても、歷史時代の古い時分に高知の灣が現在よりもずつと奥の方迄擴がつて居た事は疑ふ餘地のない事である。此れが段々埋沒して現在の如くなつたには種々の原因がある。それは次のやうなものである。

第一には鏡川のデルタの發達である。此れは現在でも明に認められ、著者の幼時に於けると現在に於ける吸江附近砂洲の比較からも明かである。

第二には物部川の河口堆積である。現在の 10, 20, 30m 等高線を見ると陷沒當初の河口であつたらしく見える神母木（イゲノキ）を中心とした圓弧に沿ふて走り、明なる fan をなして居る。そして大古物部川が西流して高知灣に注いで居たらしいと思はせる等高線の灣曲を歷然と存して居る。又現在でも物部川の水は山田堰を通じて西方を灌漑して結局高知灣に入つて居り、洪水の爲に此の堰が汎濫すれば此の

灌漑域は暴らされる。又寛永年間迄も物部川の分流が西流して前濱、久枝兩村の間を通つて居た記錄がある(土佐日記地理辨)。此等の事實から考へると、高知附近平野生成の一つの原因は物部川の堆積物によると推定される。

第三に吾々の最も關心する事は土地昇降の問題である。此れに關する材料を得る爲に昨年高灣知内の汀線に於ける波浪侵蝕の痕を見て歩いた結果を下に述べる。

高知灣内特に孕(ハラミ)の兩岸、巢山(玉嶋)、續嶋等の汀線を見ると、極めて明白な波蝕による切り込みがあり、處々小さな波蝕洞の痕跡らしいものもある。現在灣内に於ける波蝕の力は非常に微弱であるから、此の波蝕は往昔の大沈下と共に始まつたのが、三里村の砂嘴が漸次に發達して外洋波浪の進入を阻止した爲に波蝕が停止したものであらうと考へられる。唯一つ注意すべき現象は此等波蝕によつて水面下に出來たであらうと考へらるゝテレースが現在干潮面以上にあるといふ事實である。此れは上記砂嘴發達後に於て多少の地盤隆起のあつた事を示すものではないかと考へる。併し此點に就てはなほ詳細の研究を要する事勿論である。

なほ比較の爲に高岡郡宇佐附近浦内灣内の汀線を見分したが、此處も高知灣内と全く同樣の波蝕を示し、可也に平坦なテレースは干潮時に露出する。此の灣も現在は Bay bar あり Midbay bar があつて波蝕は僅少である。

以上の事實は寧ろ高知附近から高岡郡へかけての土地昇起を示すもののやうで其の時代は不明であるが、兎も角も bar の發達が進み了つた後の隆起と考へられる。此れと地震時の西部降下と如何なる關係にあるかは全く不明であつて將來の研究を待つ外はない。

唯もし一つの假說を述べる事を許さるゝならば、地震時に西部の陷沒したのは粗鬆な地盤の辷落であつて、岩盤は隆起したものであらうといふ說が立てられる。實際寶永地震に高知以西で二十一ケ所の陷沒が記錄されて居るが、それは「潮田」「窪田」や「田苑」が多く、いづれも岩盤の陷沒の實證とはならないもの計りである。

以上の考からすると、近代では土佐南岸は一帶に寧ろ隆起の傾向があるとも思はれなくはない。若し此の考を許すならば、高知平野の生成の第三原因として地盤隆起を數へなければならないといふ歸結となる。

參照文献

奈佐忠行：地學雜誌、1 (1889), 159
西和田豕：同　上、1 (1889), 452
同　上：同　上、2 (1890), 46, 192, 407
和田完：同　上、2 (1890), 242, 399
B. N.　：同　上、2 (1890), 447
澤田中：同　上、3 (1891), 441
上田虎雄：同　上、4 (1892), 164
山上　：同　上、4 (1892), 193, 246
寺石正路：同　上、5 (1893), 231, 286, 341, 492
雜報として記者不明のもの：同上、4 (1892), 139
寺石正路：「土佐古今の地震」(1923).
高知高等學校複刻：「土佐日記地理辨」

統計地震學に於ける Schwankung の理論の應用

所員 岸上冬彦
河角廣

An Application of the Theory of Fluctuation to Problems in Statistical Seismology.

by

Fuyuhiko KISHINOUYE and **Hirosi KAWASUMI.**

The object of this investigation is to introduce the application of the theory of fluctuation to some problems of statistical seismology. We have investigated the fluctuation of the number of earthquakes instrumentally registered in some units of time, taking the statistical after-effect into consideration.

The theory here applied is that given in R. Fürth: Schwankungserscheinungen in der Physik (1920, Sammlung Vieweg, Heft 48), especially in the chapter dealing with "die Schwankungen mit Wahrscheinlichkeitsnachwirkung bei intermittierende Beobachtung." A brief sketch of the theory concerned in our investigation is as follows.

Suppose that a trial consists of a great number, N, of events, and the probability of a favourable event is a very small number p, while the number of favourable events in a trial, $n=Np$, is finite. Then the probability of obtaining n favourable events in a trial, $W(n)$, is given by Poisson's formula,

$$W(n)=\frac{e^{-\nu}\nu^n}{n!},$$ where ν is the mean value of n.

If we take a great number of trials in succession and the interval of each trial be constant (τ), the velocity of fluctuation $\Delta=n_1-n_2$, the mean duration T, and the time of recurrence Θ of n favourable events, can be calculated theoretically, if we know the law which governs the appearance of n_2 favourable events after n_1 favourable events. This after-effect of n_1 on n_2 is here assumed to be effective on the next trial only, and the probability that a favourable event in a trial turns out unfavourable in the next is also assumed to be a constant P.

Then the probability that $n\pm k$ favourable events occur after n favourable events, $W(n, n\pm k)$, as well as $\overline{\Delta}(n)$, $\overline{\Delta^2}$, $T(n)$, $\Theta(n)$, and the probability of lasting

n favourable events during k intervals of time, $\varphi_n(k\tau)$, are calculated theoretically.

These quantities were calculated for the number of the volcanic earthquakes of Asamayama.

The data were taken from Prof. F. Omori's paper "The Eruptions and Earthquakes of the Asamayama, V. (List of the Volcanic Disturbances instrumentally registered at the Asamayama Seismological Stations. 1913-1916.)," Bull. of Imp. Earthq. Inv. Comm. Vol. VII, No. 2.

We have selected 3 cases when the disturbances were most active and lasted for long time. The dates were as follows:

(1) From 15 h 20 m on July 5th. to 7 h 59 m on July 6th., 1913.

(2) From 20 h 00 m on Aug. 3rd. to 10 h 00 m on Aug. 4th., 1913.

(3) From 21 h 00 m on Sept. 1st. to 4 h 10 m on Sept. 2nd., 1913.

The time interval taken τ is 30 sec. for (2^b) and 1 min. for (1), (2^a) and (3). The number of earthquakes in the intervals, n, were counted. The quantities: $W(n)$; $W(n, n\pm k)$; $\varphi_n(k\tau)$; $T(n)$; $\Theta(n)$; $\overline{\Delta}(n)$; were calculated from the observed values of ν and $P=\frac{\overline{\Delta}^2}{2\nu}$ and compared with the observations in Tables I-XI. The pair of numbers in the tables are the observed (above) and the calculated (below) values respectively.

The case (1) is an example of a very good coincidence between the theoretical and observed values. The case (2) is the other with a considerable deviation of the two values. The difference is due to the deviation of $W(n)$ from the Poisson's formula. This discrepancy is also observed in the case (3) which was investigated for verification. In this case the theory for the case without the after-effect also failed.

The discussion of the above results may lead us to some suggestions on the mechanism of these earthquakes. The present note is, however, merely intended to illustrate a prospective field of application of the theory of fluctuation in the domain of seismology.

In conclusion, the writers wish to express their most sincere thanks to Professor T. Terada for his kind suggestions and guidance in preparing this paper.

Schwankung の理論を地震現象に應用して見るのが此の一篇の目的である。(1)

理論は R. Fürth: Schwankungserscheinungen in der Physik, 1920 (Sammlung Vieweg, Heft 48) の中の Schwankungen mit Wahrscheinlichkeitsnachwirkung の場合に依つた。この中から我々の用ゐた式を書く。

一つの Serie の中の Ereignis の數 N は非常に大きいとする。günstige Ereignis のでる Wahrscheinlichkeit を p, N の中 n だけ günstige Er. の起る Wahrs. を $W(n)$ とする。

(1) 此の研究は著者等が東京帝國大學理學部地震學科學生として寺田教授の指導により行つたものである。

$$W(n)=\frac{e^{-\nu}\nu^n}{n!} \quad \text{Poissonsche Formel} \qquad (1)$$

次に
$$\Delta=n_1-n_2 \qquad (2)$$

は Schwankungsgeschwindigkeit を示めす。T は n の或る一つの値が續いて出る間隔數、即ち durchschnittliche Dauer, Θ は或る一つの値が再び出るまでの間隔即ち Wiederkehrzeit である。P は或るものが、或る Serie では günstig で、次の Serie では ungünstig になる一定の Wahrscheinlichkeit で、Q は $Q=1-P$ で定義する。$W(n_1, n_2)$ は初めの Serie に n_1 だけ günstig で次の Serie に n_2 だけ günstig のでる Wahrs. を示めす。理論から次の關係が求められる。

$$\left.\begin{aligned} W(n, n+k)&=e^{-\nu P}\sum_{i=0}^{n}\binom{n}{i}P^iQ^{n-i}\frac{(\nu P)^{i+k}}{(i+k)!}\\ W(n, n-k)&=e^{-\nu P}\sum_{i=k}^{n}\binom{n}{i}P^iQ^{n-i}\frac{(\nu P)^{i-k}}{(i-k)!}\end{aligned}\right\} \qquad (3)$$

Schwankungsgeschwindigkeit の Mittel は

$$\overline{\Delta}_n=P(n-\nu) \qquad (4)$$

又
$$\overline{\Delta^2}=2\nu P \qquad (5)$$

τ は或る單位時間を表はし。$\varphi_n(k\tau)$ は n が續いて $k\tau$ の時間出るWahrs. を表はすとすれば。

$$\varphi_n(k\tau)=W^{k-1}(n, n)[1-W(n, n)] \qquad (7)$$

最後に Dauer
$$T(n)=\frac{\tau}{1-W(n, n)} \qquad (8)$$

Wiederkehrzeit
$$\Theta(n)=T(n)\frac{1-W(n)}{W(n)} \qquad (9)$$

となる。

此の理論を淺間山の火山地震に應用して見た。其の材料は次のものである。

F. Omori: The Eruptions and Earthquakes of the Asama-yama V. List of the Volcanic Disturbances instrumentally registered at the Asama-yama Seismological Stations, 1913 to 1916. (Bull. of the Imp. Earthq. Inv. Comm. Vol. VII, No. 2.)

此の表の中で最も活動が長時間續いた時を探がし、1913 年の July 5–6, Aug. 3–4, と Sept. 1–2 の三つの場合をとつた。

(1) 第一例。$\tau=1$ min. として, July 5, $15^h\ 20^m$ から July 6, $7^h\ 59^m$ まで、

即ち τ 間隔の數 $N=1000$ をとつた。第一表は n_1, の次に n_2 の現はれた場合の數で、上下に並んでゐる數字の上の方のは觀測値、下のは計算値である。(他の表も同樣) この計算には (3) 式を用ゐた。第一表から

$$\nu=0.966$$

を求め、又 $\overline{\Delta^2}=1.112$ を求めて (5) に挿入して P を求めた。

$$P=0.576$$

P を (4) に入れて $\overline{\Delta_n}$ を求め、之と觀測値とを第二表にかいて比較した。第一圖に $\overline{\Delta_n}$ の關係を圖示する。次に第三表に n が $k\tau$ の間續いた回數を示めしてゐる。その下の數値は (7) によつて計算した。第二表には又 Dauer, Wiederkehrzeit の觀測と計算の値を比較したものも揭げてある。

第 一 圖

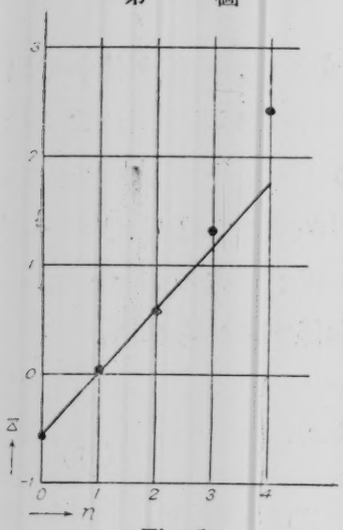


Fig. 1.

(1) 第一例。VII. 5, 15^h20^m—VII 6, 7^h59^m $\tau=1$ min.; $N=1000$;
$\nu=0.966$; $\overline{\Delta^2}=1.112$; $P=0.576$.

第 一 表 TABLE I.

n_2 \ n_1	0	1	2	3	4
0	218	117	37	6	2
	217	121	39	6	1
1	122	140	69	21	2
	121	156	68	17	3
2	33	77	65	16	7
	34	68	51	18	5
3	7	16	23	8	1
	6	17	18	7	3
4	1	3	4	4	0
	1	3	4	3	1

第 二 表 TABLE II.

n	$NW(n)$	$\overline{\Delta}(n)$	$T(n)$	$\Theta(n)$
0	380	−0.559	2.35	4.78
	381	−0.556	2.36	3.88
1	354	−0.003	1.65	3.99
	368	+0.020	1.75	3.04
2	198	+0.566	1.49	7.54
	178	+0.596	1.41	6.61
3	55	+1.309	1.17	14.06
	57	+1.172	1.14	17.5
4	12	+2.417	1.00	29.00
	14	+1.748	1.12	78.5

第三表 TABLE III.

n \ k	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	17
0	84	35	16	8	4	6	3	1	1	0	1	2	1
	69	39	23	15	8	4	3	1	1	1	0	0	0
1	124	58	22	5	3	1	1						
	122	53	23	10	4	2	1						
2	91	27	10	2	3								
	95	27	8	2	1								
3	42	2	3										
	41	5	1										
4	12	0											
	11	1											

(2) 第二例。Aug. 3, 21^h から Aug. 4, 10^h まで 12 時間を (甲) $\tau=1$ min. と (乙) $\tau=30$ sec. にとつて上の理論をあてはめた。(附表 IV より IX 迄。附圖、第二圖及第三圖)

(2a). 第二例。(甲) τ を一分としたるもの: VIII. 3. 22 h—VIII. 4. 10 h. $\tau=1$ min. $N=720$.

$\nu=1.424$ $\Delta^2=1.003$ $P=0.353$

第四表 TABLE IV.

n_2 \ n_1	0	1	2	3	4	Sum
0	70	48	20	2	0	139
	105	54	13	2	0	
1	48	79	84	19	0	231
	54	126	55	13	2	
2	16	86	118	37	2	259
	13	55	62	29	7	
3	5	16	36	24	3	84
	2	13	29	26	10	
4	0	2	1	2	1	6
	0	2	7	10	6	

第五表 TABLE V.

n	$NW(n)$	$\overline{\Delta}(n)$	$T(n)$	$\Theta(n)$
0	139	−0.683	1.96	5.16
	174	−0.502	2.53	7.95
1	231	−0.329	1.53	3.11
	247	−0.149	2.04	3.92
2	259	+0.332	1.85	2.74
	174	+0.204	1.55	4.60
3	84	+0.940	1.40	8.32
	84	+0.557	1.47	1.12
4	6	+1.165	1.20	55.3
	30	+0.910	1.23	28.6

第六表 TABLE VI.

n \ k	1	2	3	4	5	6	7	8	19
0	44	15	4	1	5	0	1	0	1
	27	16	10	6	4	2	1	1	0
1	104	28	11	5	0	3	0	0	0
	59	30	15	8	4	2	1	1	0
2	78	29	19	9	3	0	1	1	
	72	26	9	3	1	0	0	0	
3	47	6	5	1	0	1			
	39	12	4	1	0	0			
4	4	1	0	0					
	20	4	1	0					

(2b) 第二例(乙)。(甲)と同じ材料につきτを三十秒に取りたるもの: VIII 3, 22h−VIII 4, 10h.

$\tau=30$ sec. $N=1440$.

$\nu=0.712$ $\overline{\Delta}^2=0.635$ $P=0.446$.

第七表 TABLE VII.

n_2 \ n_1	0	1	2	3	Sum
0	283	232	32	2	549
	513	163	26	3	
1	231	447	79	0	757
	163	255	73	11	
2	34	77	20	0	131
	26	73	60	16	
3	1	1	0	0	2
	3	11	16	10	

第八表 TABLE VIII.

n	$NW(n)$	$\overline{\Delta}(n)$	$T(n)$	$\Theta(n)$
0	549	−0.550	2.00	2.63
	706	−0.318	3.67	3.80
1	757	+0.202	2.37	1.90
	503	+0.128	2.03	3.78
2	131	+1.091	1.20	10.85
	179	+0.574	1.51	10.63
3	2	+3	1.00	887.00
	42	1.02	1.33	43.33

第 九 表　TABLE IX.

n \ k	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	39
0	179	40	20	7	8	4	0	2	1	3	2	0	0	0	0	0	1
	52	38	28	20	15	11	8	6	4	3	2	2	1	1	1	1	0
1	120	57	37	22	17	10	8	5	1	2	2	1					
	122	62	31	16	8	4	2	1	1	1	0	0					
2	92	14	1	0	1	0	0										
	78	27	9	3	1	1	0										
3	2	0	0	0													
	25	6	1	0													

(3) 第三例: IX. 1, 21 h—IX. 2. 4 h 10 m.

$\tau=1$ min.　　$N=430$.

$v=1.4744$,　　$\overline{\Delta^2}=0.870$.　　$P=0.2943$.

第 十 表　TABLE X.

n_2 \ n_1	0	1	2	3
0	11	16	10	0
	23	52	27	7
1	20	74	73	11
	33	37	13	3
2	4	76	92	15
	25	18	7	1
3	1	13	12	1
	12	7	1	0

第十一表　TABLE XI.

n	$NW(n)$	$\overline{\Delta(n)}$
0	37	−0.861
	99	−1.474
1	178	−0.480
	145	−0.474
2	187	+0.433
	108	+0.526
3	27	+1.370
	58	+1.526

第二圖

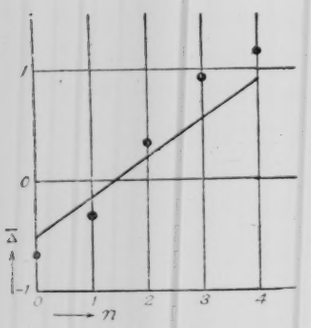


Fig. 2. (2a)

第三圖

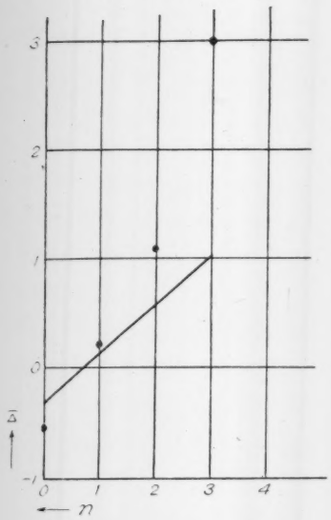


Fig. 3. (2b)

第四圖

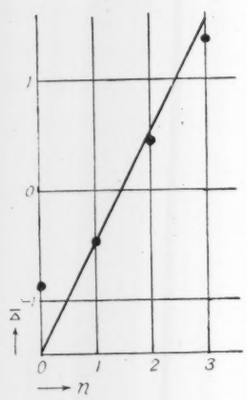


Fig. 4. (3)

第一に氣がついた事は n-Zustand の Häufigkeit $K=NW(n)$ (表 V 及 VIII) が計算した値とかなり著しく違ふことである。從つて其の後の計算全部も餘りよく合はないことは明かである。此のことは $\tau=1$ min. の場合も全く同様である。

(3) 第三例。念の爲にも一つ Sept. 1, 21^h から 2, 4^h 10^m まで觀測 (List of the Asamayama Volcanic Outbursts &c. Table 1. c. by F. Omori) に當てはめて見た結果附表 X 及 XI に示す通りである。之も ν の價が前の場合より少し大きいだけで、其の K の價が合はないことは變らない。

皆或る特別な n-Zustand 即ち 30 sec の Interval のものでは $n=1$; 1 min. Interval のものでは $n=2$ の場合の K が上の假定による計算値よりも非常に大きい。即ち Aug. 3-4 の場合には 30 sec の時も 1 min. のときも 1.47 倍、Sept. 1-2 のは 1.63 倍である。從つて其の Compensation として其れよりも、n が大きい時も小さい時も、其の Häufigkeit K は計算値より小さい。

次に $\overline{\Delta}(n)$ であるが、此れも附表 V, VIII, XI 及び第二圖第三圖第四圖に示す如く觀測したものは如何に見ても n に對して linear でない。

Sept 1-2 の $\overline{\Delta}(n)$ の Curve (第四圖) が Ohne Nachwirkung とした場合の理論上の直線 $\overline{\Delta}(n)=n-\nu$ とかなり一致することから, Ohne Nachwirkung として計算して見たが K が合はないのには變りがない。のみならず n_1n_2 と續く Häufigkeit の計算と實際との差違は Nachwirkung があるとした場合よりも更に著しい。

概　括

火山地震に就いて考へて見るに、一つの地震がその前にあつた地震の影響を全然受けないといふことは考へられない。何か關係がその間にあるだらうと考へるが至當であらう。それ故前記の計算は Nachwirkung があるとして統計をしたのである。

(1) の場合の結果 (附表 II) を見ると, T は觀測と計算の値がよく合つてゐるが、Θ は相當違つてゐる。之は理論で考へた以上に、一度地震が起ると、それに續いて多くの地震が起り易く、起らないとなると中々起らないことを示してゐるのであらう。即ち Nachwirkung が理論で考へた以上に繼續するのではないかと思はせる。 單位時間を大きくとつて 1 時間毎の地震の數を見てもその關係は見られる。

(2) の場合では理論と餘りよく合はない。

$\overline{\Delta_n}$ は n が大きくなると觀測値の方が計算値よりも大きくなることは總べての場合に通じてゐる。 之は n が大きくなると理論が豫期する以上に、地震の數の變化が大きくなることを示すのであるか、或は事によると n の大きい場合は色々の地震が混ずる爲に n の誤差が起る爲かも知れない。

以上の結果から見ると、ある場合には簡單な統計理論で考へた様に火山地震が起るが、あるときには簡單な統計理論の示すよりも複雜なものとなる。(1) の方が Lists of Volc. Disturb. で見ると振幅の大きいものがあり、又繼續時間は (2) よりも一般に長い。(1) の時の方が火山の勢力が大きかつたのが、(2) の時は小さくなつて、その爲に (2) の時には副原因の影響が大きくなつたのではなからうか。

以上の計算は總べて大森博士の論文の材料によつたものである。以上の結果を參照してもう一度もとの地震計記錄を調べ直へして見たら或は多少違つた分布を見出すかも知れないが之は別問題として此處ではそれには觸れないことにする。

On the Forerunners of Earthquake-motions of Certain Earthquakes.

By

Takeo MATUZAWA, Keisuke HASEGAWA and **Seizô HAENO.**

Aru Zisin no Sindô no Sakigake no Bubun ni tuite.

Takeo MATUZAWA, Keisuke HASEGAWA, Seizô HAENO.

Aramasi no Kotogara (Abstract in Japanese).

(1) Kwantô Tihô ni okoru Zisin wo Tôkyô de kiroku suruto Suiheidô dewa itiban Hazime ni oyoso 1.5 Byô no Aida taihen tiisai Undô ga atte sorekara hakkiri sita Undô ni naru. Zyôgedô wa sono Hantai ni Hazime no Undô ga taihen ôkii.

(2) Sono hoka ni Syuyôdô no kuru Mae ni sarani hitotu no Nami no Atumari ga hakkirisuru Baai ga aru. Koto ni Zyôgedô de hakkiri suru. Nami no arawarekata wa Zisin no okoru Basyo de Tigai ga aru (Tôkyô de hakatte).

(3) Ue ni nobeta iroiro na Nami no okoru Zikan to Singenkyori tono Kwankei wo sirabeta.

(4) Korerano iroiro na Bubun no Nami no Syûki niwa medatta Kubetu wa tukerarenaiga Sindômen no Katayori niwa medatta Koto ga aru.

(5) Kono yôna iroiro na Nami no Kubetu wo tukeru Koto no dekinai yôna Zisin no okoru Tihô tono Aida ni daitai Sakai wo tukeru koto ga dekiru.

(6) Kwantô Tihô no Sita no aru Hukasa ni kyûni Bussei no kawaru Tokoro ga aruto suruto itiban Kantan ni mata Tugô yoku iroiro na Koto ga setumei dekiru.

(7) Kwantô Tihô ni okoru Zisin no Hukasa wa daitai 20 kilo kara 50 kilo gurai no Tokoro ni aru Koto ni naru.

(8) Tokubetu na Oto wo tomonau Zisin tono Aida ni medatta Kwankei ga mitomerareru.

(9) Kwantô Tihô ni aru hoka no Kwansokuten de hakatta mono demo daitai doyô na Koto ga mirareru ga kuwasii Koto wa sonouti ni hôkokusuru.

I. Introduction.

It is a remarkable fact that seismograms of certain earthquakes in the Kwantô Basin observed at Tôkyô frequently show a quite typical forerunner at the commencement of motions. As far as the present authors' knowledge,

any remarks concerning the said motion have only been found in a paper by Professor A. Imamura[1] on the relation between the duration of the preliminary tremor and the epicentral distance of earthquakes.

At any rate, such a remarkable phenomenon suggests the existence of certain unusual subterranean structure in certain depth. Thus, such a case as this will furnish an excellent example for interpretting the seismogram.

II. Typical Characters of the Motion.

Before going into description of typical characters of the motion, it must be remarked that the mode of development of typical phases under consideration is different, as naturally be expected, according to the locality of the origin of earthquakes.

In the other alternative, it is also possible that among earthquakes occurring even in the same locality mechanism of occurrence may differ each other, thus resulting different manifestation of certain phases of motions. Hence it may be allowed that in the following description general tendency of the matter is described and discussed.

Characters in the vertical and horizontal component.

In illustration, some examples of typical seismogram obtained at Hongô, Tôkyô, will be shown. (Pl. VII, Figs. 1a, 1b, Pl. VIII, Figs. 2a, 2b, Pl. IX, Figs. 3a, 3b.) Glancing at the figures, it will at once be noticed that the appearance of both the horizontal and the vertical component seismogram is quite characteristic.

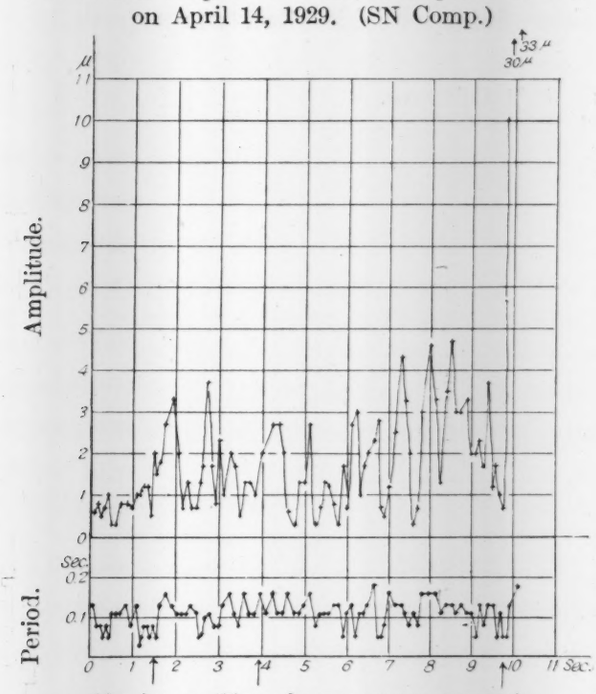
In the horizontal component, during a few seconds in the beginning the motion is quite small and then followed suddenly by somewhat distinct motions. On the other hand, in the vertical component the beginning phase is quite large compared with the second. In other words, the first phase is typically polarised in the vertical plane. After a few seconds from the commencement of the second phase, we can sometimes recognise distinctly the existence of the third phase. On the whole, the development of the third phase depends typically on the locality of origin of earthquakes as described later on. After this phase, the so-called S phase sets in.

(1) A. Imamura, Rep. I. E. I. C. **95** (1921), 103–117. If our understanding is not wrong, his case seems to include some cases of different kinds, such as the so-called Mohorovičić wave, P-PP phase and this case here stated, and was explained suggestively in a similar manner as that of Mohorovičić.

Periods of motion in each phase.

In the next place, it is necessary to investigate the period of motion in each phase for interpretting physically the nature of motions. Two examples of the result of analysis will be shown in illustration. (Figs. 4, 5.)

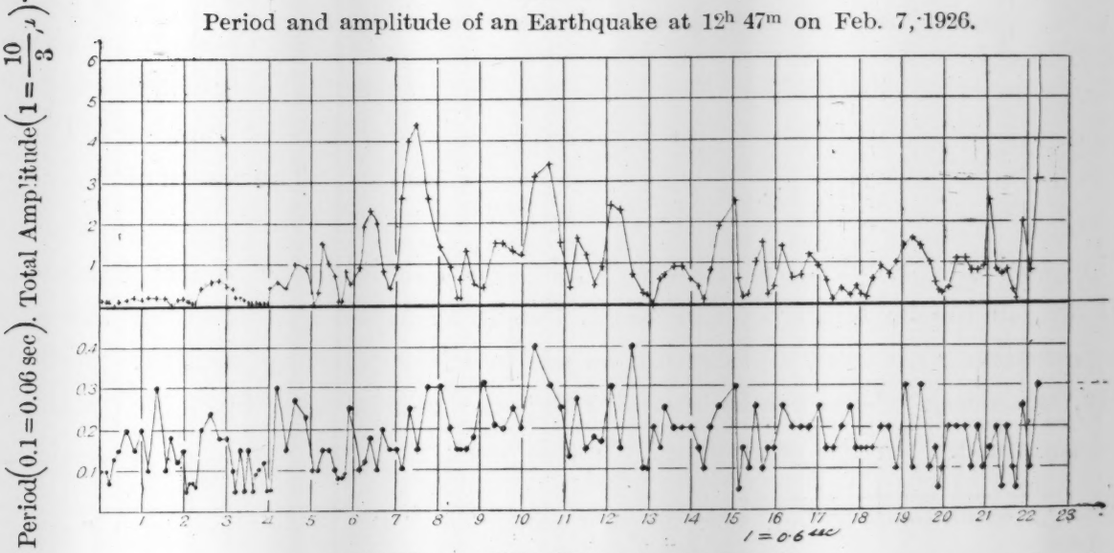
Period and Amplitude of an Earthquake at $2^h\ 8^m$ on April 14, 1929. (SN Comp.)



Abscissa: Time from commencement.

Fig. 4.

Period and amplitude of an Earthquake at $12^h\ 47^m$ on Feb. 7, 1926.



Abscissa: Time from commencement.

Fig. 5.

In short, it seems that there is no special relation among periods of each phase.

The time and distance relation of each phase.

Relations between the duration of each respective phase and the epicentral distance of earthquakes under consideration are especially noteworthy. (See Fig. 6.)

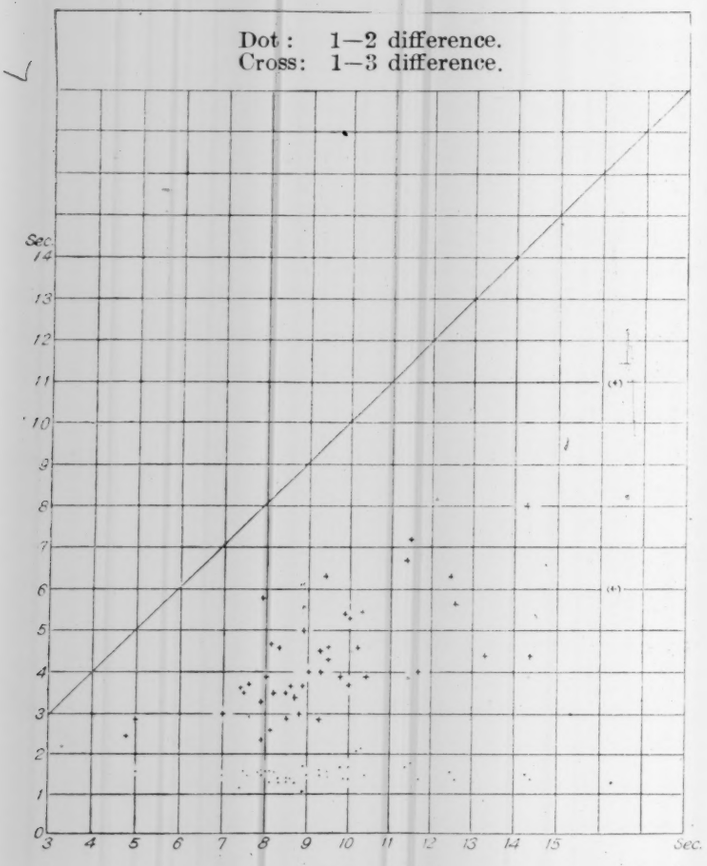


Fig. 6.

In the figure the duration of each phase is taken as ordinate, and the preliminary tremor (i. e. difference of time between commencement of the P and that of the S phase) is taken as abscissa. Recently, the net work of seismic observations in Japan has been much improved by the meteorological stations[1] and especially in the Kwantô district the precision of determination of epicentres of earthquakes has been remarkably improved by Professor Imamura.[2]

The reason of adopting the PS difference as abscissa in place of the epicentral distance is, however, mainly due to the following. First, in the beginning of this work, the broad aspect of the matter was very conveniently obtained and much time was saved by this simplification. Secondly, the depth of the origin of an earthquake cannot sometimes be plausibly determined. On the other hand, in this work it is important to investigate

(1) The Central Meteor. Obs. Tôkyô, Organisation of the Seismic observation in Japan, (1926).

(2) A. Imamura, Bull. Earthq. Res. Inst. Tôkyô, Imp. Univ. **1** (1926), 7-25; **3** (1927) 105-131.

the effect of the distance which is travelled by waves for inferring the nature of each phase. Thus, the PS difference was taken as a measure of the distance of the origin of earthquakes. Strictly speaking, it may not be legitimate to assume as above, but it may be allowed in the sense of the first approximation.

As apparent from the figure the matter is quite remarkable. The time difference of the first and the second phase is almost independent of the epicentral distance and moreover does not fluctuate much from the mean value. This point is important for elucidating the mechanism of the origin of the motion as discussed later on.

The commencement of the third phase is also seen in the figure. The value undergoes much fluctuation compared with the 1–2 difference. Usual difficulty of identification of this phase is one factor to cause such fluctuation, but other factors as discussed later may perhaps play a considerable rôle for this fact. At any rate, the existence of this phase is doubtless.

Space distribution of earthquakes showing the said characters.

The space distribution of earthquakes manifesting the said characters is also remarkable and notworthy. The earthquakes investigated are shown in the table (Table I a, I b.) and plotted in the map. (Fig. 7)

TABLE Ia.

(Refer to Fig. 7)

No.	Commencement at Tôkyô.					Time interval of each phase from commencement.			Epicentral distance in Km.	Nature of vertical motion.
	Y	M	D	H	M	1-2	1-3	1-S		U ; up. D : Down
(1)	1925	1	9	16	02	2.15(?)	5.45	10.3		D. Distinct
(2)	〃	〃	22	19	17	1.4	5.65	12.6		〃 〃
(3)	〃	〃	24	17	26	1.2	3.65	7.4		U. 〃
(4)	〃	2	13	16	13	1.5	5.8	7.9		U. 〃
(5)	〃	〃	14	09	42	1.45	4.6	9.5		〃 〃
(6)	〃	3	31	10	06	1.7	5.3	10.0		〃 〃
(7)	1926	1	14	13	08	2.8?	6.3	9.4	45.0	
(8)	〃	2	7	12	47	1.4	4.4	14.4	74.2	
(9)	〃	〃	8	14	47		3.0	8.8	55.5	
(10)	〃	〃	10	21	14	1.6	2.4	7.9	39.4	
(11)	〃	〃	13	23	58	1.4	4.6	8.3	39.4	U. Distinct

(12)	1926	2	22	10	20	1.55	4.0	9.3	65.6	
(13)	〃	〃	28	05	34	1.3	2.6	8.1	11.4	
(14)	〃	3	20	20	0	1.4	2.9	8.5	59.0	Moderate
(16)	〃	3	26	03	02	1.3		8.3	69.6	
(17)	〃	4	14	02	08	1.5	4.0	9.0	61.6	〃
(18)	〃	〃	22	18	18	1.55		7.85	54.5	
(19)	〃	〃	27	23	17	1.1	3.7	8.9	26.2	U. Moderate
(20)	〃	5	1	02	35	1.7	5.0	8.9	29.2	U. Distinct
(21)	〃	〃	11	06	51	1.5	3.0	7.0	36.4	
(22)	〃	〃	19	01	59	1.6	3.9	8.0	53.5	U. 〃
(23)	〃	〃	20	20	48	1.6	3.5	7.5	45.5	U. Moderate
(24)	〃	〃	23	23	34	1.4	3.7	8.6	43.5	
(25)	〃	6	22	16	13	1.3	3.4	8.7	55.5	U. Distinct
(26)	〃	7	30	0	41	1.5	3.3	7.9	49.5	〃 〃
(27)	〃	8	13	13	28	1.5	8.0	14.3		
(28)	〃	9	17	5	48	1.7	3.9	9.8		U(?)Moderate
(29)	〃	8	15	18	42	1.4	3.7	10.0		U. Distinct
(30)	〃	8	14	01	11	2.1	4.6	10.2		
(31)	〃	9	7	22	33	1.6	4.7	8.1		
(34)	〃	12	13	07	01	1.6	6.3	12.5		D. Distinct
(35)	1924	12	29	21	44	1.6	4.3	9.5		〃 〃
(36)	〃	10	23	21	47	0.9	4.4	13.3		〃 〃
(37)	〃	〃	3	01	31	1.6	4.5	9.3		U. 〃
(38)	〃	9	18	10	09	1.4	4.0	11.7		
(39)	〃	〃	14	19						
(40)	〃	〃	〃	13						
(41)	〃	〃	4	15	24	1.5	3.9	10.4		
(42)	〃	8	25	22						Moderate
(43)	〃	8	19						(Kasima-Nada	
(44)	〃	〃	〃						(NE of Tyôsi)	
(45)	〃	〃	20	05		1.3	6.0 11.0(?)	16.3		
(46)	〃	〃	17	11					(Twice in Kasimanada)	
(47)	〃	〃	17	7						
(48)	〃	〃	15	02	53					
(49)	〃	〃	〃	03	02					
(50)	〃	〃	〃	08	27					
(51)	〃	〃	6	23	22	1.8	7.2	11.5		D. Distnict
(52)	〃	〃	〃	12	40	1.6	2.5	4.8		
(53)	〃	7	14	21		1.6	3.5	8.2		
(54)	〃	〃	〃	02	19	1.5	2.9	9.3		
(55)	〃	6	24	03		1.7	6.7	11.4		

(56)	1924	7	4	06	30	1.3	3.5	8.5				
(57)	〃	6	23	07	31	1.4	5.4	9.9				
(58)	〃	〃	14	03	43	1.5	3.7	7.6				
									Epicentral distance			
									Tôkyô	Kamakura	Kiyosumi	
(59)	1924	5	31	21					(Twice in Kasimanada)			
(60)	〃	〃	21	(in the morning)		1.6	2.9	5.9				U.: Distinct
(61)	〃	5	14	17	06							
						Duration of 1-S						
						Tôkyô	Kamakura	Kiyosumi				
(62)	1926	1	10	18	03	18.2			148			
(63)	〃	〃	〃	〃	35	19.0			156.8			
(64)	〃	〃	12	02	59	11.3	7.9		92.8	65.6		
(65)	〃	〃	13	06	59	5.6	5.7		34.0	21.7		
(66)	〃	〃	17	07	58	5.5	6.4					
(67)	〃	〃	28	01	36	17.1		12.2	128		93.5	
(68)	〃	〃	31	08	15	5.8	5.3		34.5	38.4		
(69)	〃	2	4	21	15	5.2	8.5	12.5	32.8	55.6	102	
(70)	〃	〃	9	23	12	8.4		7.7	56.8		45.6	
(71)	〃	〃	10	02	12	5.3	6.2	5.0	39.0	49.0	38.4	
(72)	〃	〃	〃	〃	13	5.1	6.2		40.0	47.3		
(73)	〃	〃	21	05	35	9.0		9.4	80.0		78.0	
(74)	〃	3	9	03	43	7.2	9.5	8.8	27.8	57.3	54.0	
(75)	〃	〃	13	12	57	11.5	10.7	7.8	94.6	84.0	19.0	
(76)	〃	4	11	15	26	8.3	3.6	8.1	64.0	8.9	69.0	
(77)	〃	〃	18	15	54	5.5	5.0	10.0	33.4	23.3	74.0	
(78)	〃	5	12	06	41	5.9	3.3	7.2	45.5	15.5	52.2	
(79)	〃	〃	21	04	11	6.4	7.4	10.0	36.7	74.5	113.0	
(80)	〃	〃	24	10	10	17.1	13.2	13.7	110.	60.0	72.3	
(81)	〃	6	28	18	50	12.4	10.2	9.6	71.2	36.2	34.5	
(82)	〃	7	11	08	01	15.0	17.4	14.8	115.6	153.5	115	
(83)	〃	〃	12	19	07	7.5	7.2	15.4	61.2	37.0	101	
(84)	〃	〃	14	04	07	15.4	15.2	20.3	72.7	91.2	139.5	
(85)	〃	7	26	09	31	11.6			106			
(86)	〃	7	30	0	41	7.7	7.4	14.4	58.5	37.8	101	
(87)	〃	5	9	13	29	13.1	14.2	11.2	104	132	85.6	
(88)	〃	〃	〃	14	09	17.8	15.1	11.9	133.5	164		

TABLE 1b.
(Refer to Fig. 7)

No.	Commencement at Tôkyô						Epicentre	Presence (+) or absence (−) of characteristics	Remark
1′	1918	4	19	8	20	P.M.	Middle of Musasi	+	
2′	1921	12	29	11	06	〃	NE of Musasi	+	
3′	1922	8	25	4	45	A.M.	SW of Hitati	+	
4′	1918	10	4	11	56	〃	SE of Kazusa	+	E of Musasi by Central Meteor. Obs.
5′	1919	1	24	0	26	P.M.	W of Kasumigaura	+	Mizukaidô 〃
6′	1916	8	21	11	32	〃	Near Ota-mati (Simotuke)	+	Kasimanada 〃
7′	1915	5	19	5	45	A.M.	Off the SE coast of Bôsô	+	Uraga-Suidô, but N of Kasumigaura may be plausible.
8′	〃	〃	〃	6	03	A.M.	E Coast of Kazusa	+	〃
9′	1919	5	20	9	45	A.M.	W of Kasumigaura	+	
10′	1923	9	2	11	46		λ=140° 20′ φ= 34° 45′	−	
11′	〃	〃	1	14	22		139° 32′ 35° 7.5	+	
12′	〃	〃	2	22	9		139° 42′.2 35° 7′.0	−	Doubtfull.
13′	〃	〃	〃	14	10		140 00 35 32.7	+	
14′	〃	〃	3	23	16		W of Sagami	+	
15′	〃	〃	〃	18	27		140 82 35 27	−	
16′	〃	〃	26	17	24		139 28 34 40.7	−	
17′	〃	19	4	0	54		139 04.6 35 18.6	−	
18′	〃	〃	5	22	5		139 07.3 35 24.6	+	Vaguely traced.
19′	〃	11	5	5	45		139 20.0 35 31.8	+	
20′	〃	〃	23	11	33		139 29.4 35 15.4	+	

From No. 1′ to No. 9′, adopted from Prof. Omori, "Seimographical observations in Tôkyô of the Earthquakes with sound, Bull. I.E.I.C. **11** (1923) 33-63.

From No. 10′ to No. 20′, conspicuous aftershocks of Kwantô Earthquake, Sept. 1,1923.

As to be seen from the map, earthquakes occurring in almost all parts of the Kwantô district show the characteristics more or less. On the contrary, earthquakes from the neighbouring ocean do not. In closer examination, however, the development of the character is remarkably dependent on the locality of the epicentre.

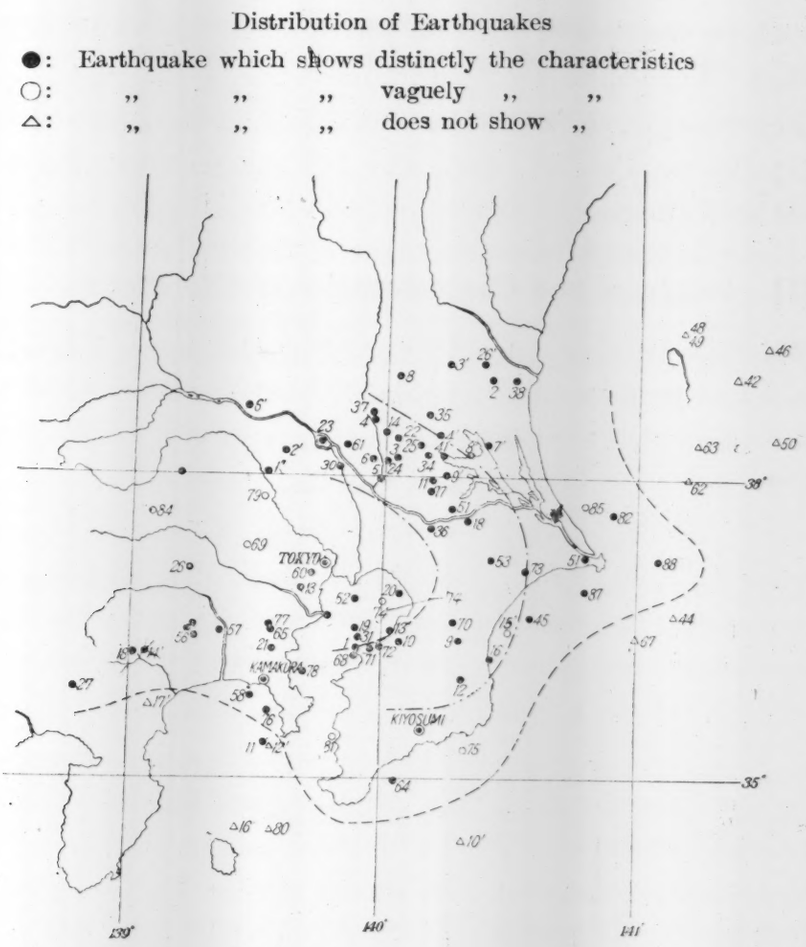


Fig. 7.

Earthquakes in which the development of each of the three phases is remarkably observed at Tôkyô are mainly those from the region bordered by chain lines in the map. (Refer to Figs. 1a, 1b, 2a, 2b, 3a, 3b, and Pl. X, Fig. 8.)

In certain earthquakes, the first phase is clearly seen, but the commencement of the third phase is uncertain. (Pl. XI, Figs. 9a, 9b, Pl. XII, 10a, 10b, Pl. XIII, Fig. 11.) In such cases it is usual that the magnitude of the preliminary part is remarkably small compared with the principal portion. Such a characteristic is usually observed in earthquakes occurring very close to Tôkyô as remarked by Professor Imamura.[1] For example, see Pl. XIII, XIV, Fig. 12. Even in such earthquakes of a very small horizontal motion and near origin the commencement of the vertical motion is quite large.

(1) A. Imamura, Rep. I. E. I. C. (in Japanese) **99** (1925).

In the above description, the case was limited only to that of observed at Hongô, Tôkyô. Such character seems, however, to be observed in certain other stations. For example, see Pl. XIV, Fig. 12b. In the above shown example of an earthquake (on Feb. 11, 1927) the 1–2 difference at Tôkyô is different from that of at Kamakura.

III. Origin of the Characteristics of the Motion.

From the facts as above stated we may be able to go into elucidation of the mechanism to produce such remarkable phenomena.

The fact that the 1–2 difference of time is almost independent of the distance of the seismic origin suggests that the occurrence of such earthquakes might proceed stepwise, giving stepwise arrival of seismic waves, as having been suggested by Professor K. Suyehiro.[1] According to this possible cause, each earthquake must necessarily come out from just the same mechanism at any occasion and at any place in the Kwantô Plain. The fluctuation of the time difference is too small to be expected as such. Moreover, the characteristic polarisation of the first phase is difficult to explain easily. If such is the case, the S phase must also reveal such a stepwise manifestation. Actually such fact is not usually observed. The third phase cannot be regarded as such, as apparent from the time relation. As shown in Fig. 12, comparison of observations at Tôkyô and Kamakura shows that the 1–2 difference of time is different from each other. Thus, explanation by such mechanism is too rush.

The case similar to that of the Mohorovičić wave is also a factor which is worth examining. But the time-distance relation in this case is not favourable for this hypothesis. The remarkable polarisation of the first phase cannot also be explained.

The dispersion of waves may not be the case, for the period of each phase is not essentially different from each other. Almost constant difference of the 1–2 duration is also unfavourable for this supposition. This will also contradict a supposition that the velocity of propagation of waves in certain medium might be different according to difference of polarisation.

Possibility of small commencement of motions due to scattering[2] cannot

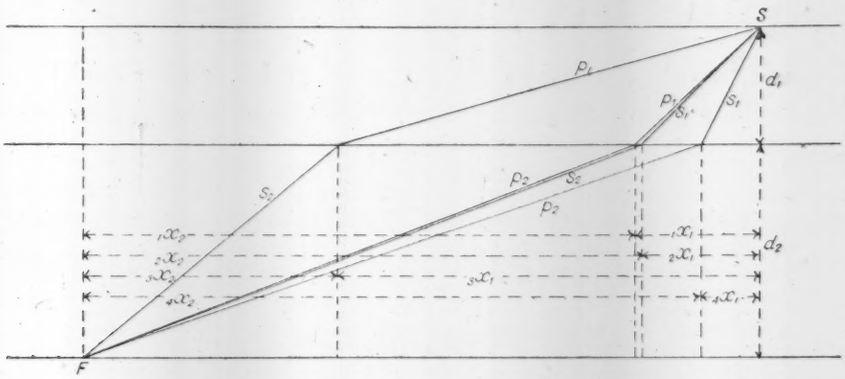
(1) K. Suyehiro, this Bulletin, **1** (1926) 59.
(2) T. Matuzawa, Jap. Journ. Astro. Geophys. **4** (1926) 32.

explain the initial predominance of the vertical motion.

Expected difference between the direct and the reflected waves at certain part of the earth's crust cannot explain the regularity of the time relation and the polarisation of waves.

Introducing the following hypothetical subterranean structure of the Kwantô district, the salient facts observed seem to be plausibly explained.

It is assumed that at certain depth there is a certain place where the properties of matter undergo sudden changes, and most earthquakes occur deeper than such a place. (Fig. 13)



F: Origin of an earthquake
S: Station

Fig. 13.

In such a case the P phase of the earthquake motion is modified at the place and transformed into two parts, i.e. the P and the S in the upper layer. The same is the case with respect to the S phase, except the case when its plane of vibration is parallel to the plane of discontinuity. Thus, three phases will be produced in the preliminary part.

It is essentially important to investigate the time and the amplitude relations of each phase.

The time-distance relation.

The time-distance relation can be determined if the following six quantities are known, i.e. the depth of the place of discontinuity, that of an earthquake, velocities of the P and the S waves in the upper and lower layers respectively. Thus the case turns to the problem of geometrical optics.

Referring to Fig. 13, expressions giving the relation between the epicentral distance ($h={}_ix_1+{}_ix_2$, $i=1, 2, 3, 4$) and travelled time τ_i are given by solving

the following equations.

For the p_1, p_2 path,

$$\frac{{}_1x_1}{d_1}=\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{p_2}{p_1}\right)^2\left(\frac{d_2}{{}_1x_2}\right)^2+\left(\frac{p_2}{p_1}\right)^2-1}},$$

$$\tau_1=\frac{\sqrt{d_1^2+{}_1x_1^2}}{p_1}+\frac{\sqrt{d_2^2+{}_1x_2^2}}{p_2}=\sqrt{d_2^2+{}_1x_2^2}\left(\frac{1}{p_2}+\frac{p_2(h-{}_1x_2)}{p_1^2\,{}_1x_2^2}\right), \tag{1}$$

for the s_1, p_2 path,

$$\frac{{}_2x_1}{d_1}=\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{p_2}{s_1}\right)^2\left(\frac{d_2}{{}_2x_2}\right)^2+\left(\frac{p_2}{s_1}\right)^2-1}},$$

$$\tau_2=\frac{\sqrt{d_1^2+{}_2x_1^2}}{s_1}+\frac{\sqrt{d_2^2+{}_2x_2^2}}{p_2}=\sqrt{d_2^2+{}_2x_2^2}\left(\frac{1}{p_2}+\frac{p_2(h-{}_2x_2)}{s_1^2\,{}_2x_2^2}\right), \tag{2}$$

for p_1, s_2 path,

$$\frac{{}_3x_1}{d_1}=\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{s_2}{p_1}\right)^2\left(\frac{d_2}{{}_3x_2}\right)^2+\left(\frac{s_2}{p_1}\right)^2-1}},$$

$$\tau_3=\frac{\sqrt{d_1^2+{}_3x_1^2}}{p_1}+\frac{\sqrt{d_2^2+{}_3x_2^2}}{s_2}=\sqrt{d_1^2+{}_3x_1^2}\left(\frac{1}{p_1}+\frac{p_1(h-{}_3x_1)}{s_3^2\,{}_2x_1^2}\right), \tag{3}$$

for the s_1, s_2 path,

$$\frac{{}_4x_1}{d_1}=\frac{1}{\sqrt{\left(\frac{s_2}{s_1}\right)^2\left(\frac{d_2}{{}_4x_2}\right)^2+\left(\frac{s_2}{s_1}\right)^2-1}},$$

$$\tau_4=\frac{\sqrt{d_1^2+{}_4x_1^2}}{s_1}+\frac{\sqrt{d_2^2+{}_4x_2^2}}{s_2}=\sqrt{d_2^2+{}_4x_2^2}\left(\frac{1}{s_2}+\frac{s_2(h-{}_4x_2)}{s_1^2\,{}_4x_2^2}\right). \tag{4}$$

Thus, the duration from the commencement of the motion to each phase is given by following forms:

$$T_1=\tau_2-\tau_1=f(d_1,\ d_2,\ p_1,\ p_2,\ p_2,\ s_1,\ h), \tag{5}$$

$$T_2=\tau_3-\tau_1=f(d_1,\ d_2,\ p_1,\ p_2,\ s_2,\ p_1,\ h), \tag{6}$$

$$T_3=\tau_4-\tau_1=f(d_1,\ d_2,\ p_1,\ p_2,\ s_2,\ s_1,\ h). \tag{7}$$

Thus, strictly speaking, the $T_i (i=1, 2, 3)$ and h relation is complicated, but it may be remarked that when $h \gg d_1$ and d_2, the relation tends to a linear one.

From observed data, the unknown quantities such as the depth, velocities, etc., may be determined. But the exact solution of the equations becomes extremely complicated. Thus, it is rather convenient and practical to resort to a tentative solution of the problem.

Velocities of the P and the S waves in the lower layer are tentatively assumed as $p_2=5.56$, $s_2=3.3$ which are usually assumed in the outer part of the globe. Our knowledge of elastic properties of materials such as loam, tuff, etc., which constitute the extreme surface of the Kwantô district is still vague. Taking into account of the results of Professor S. Kusakabe[1], the velocity of the S wave is tentatively assumed to be 2.5 km/sec. Assuming the same Poisson's ratio as in the lower layer, the P wave becomes 4.3 km/sec.

Assuming that the depth of the upper layer is 7 km and that of the earthquake from this layer is 13 km., the time-distance (epicentral) curve as shown in the figure (Fig. 14) is obtained. If the abscissa is taken as the duration of the preliminary tremor, the relation turns to as shown in Fig. 15. Numerical values calculated from such assumptions are tabulated in Table II.

Time-distance relation.
Broken line: *PS* and distance relation.[2]

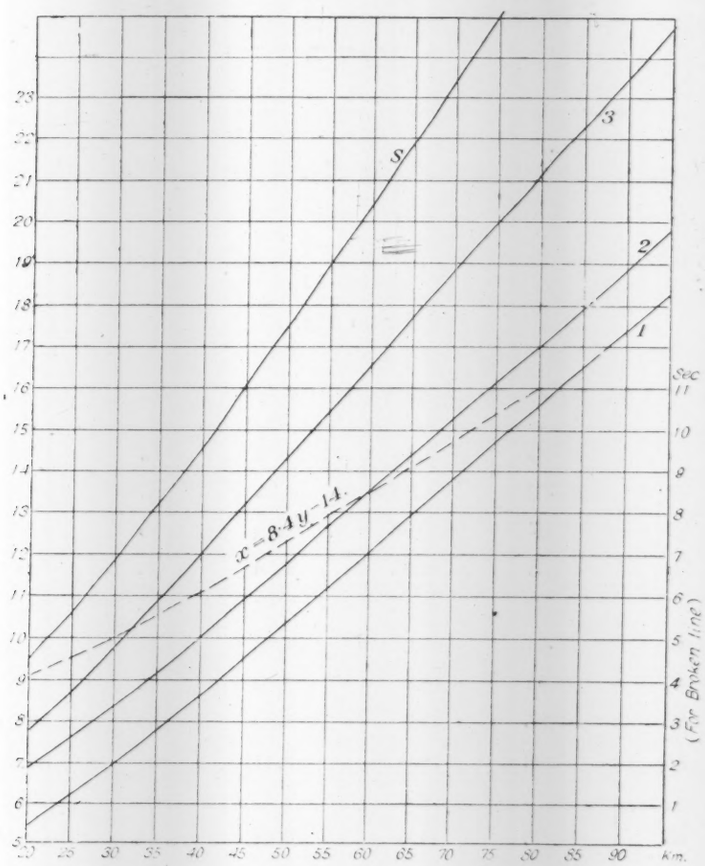


Fig. 14.

(1) S. Kusakabe, Pub. I. E. I. C. **14** (1902).
(2) The formula is of course for linear part not too close to the origin.

Duration of 1-2 and 1-3.

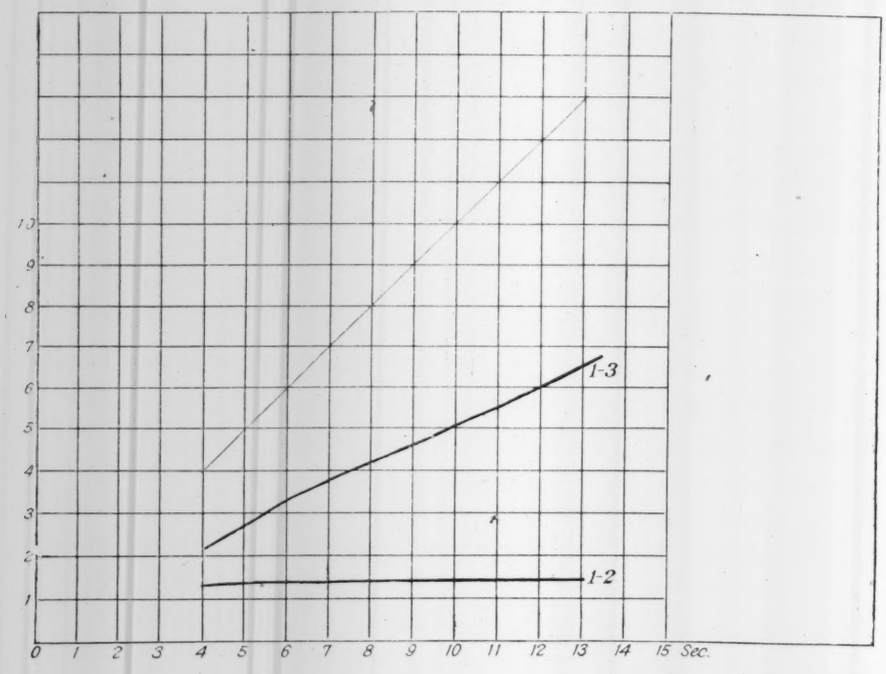


Fig. 15.

TABLE II.

(Refer to Fig. 13)

$_1x_1$	$_1x_2$	h_1	τ_1	$_2x_1$	$_2x_2$	h_2	τ_2
5.06	15	20.06	5.54	2.53	15	17.53	6.5
5.72	20	25.72	6.30	2.85	20	22.85	7.3
6.07	25	31.07	7.20	3.05	25	28.05	8.1
6.35	30	36.35	8.05	3.18	30	33.18	8.9
7.42	35	42.42	9.10	3.27	35	38.27	9.8
7.65	40	47.65	10.0	3.32	40	43.32	10.65
7.83	45	52.83	10.8	3.36	45	48.36	11.5
7.95	50	57.95	11.7	3.39	50	53.39	12.4
8.06	55	63.06	12.6	3.41	55	58.41	13.3
8.15	60	68.15	13.5	3.43	60	63.43	14.1
8.23	65	73.23	14.4	3.44	65	68.44	15.0
8.28	70	78.28	15.2	3.46	70	73.46	15.8
8.30	75	83.3	16.2	3.46	75	78.46	16.8
8.33	80	88.3	17.0	3.47	80	83.47	17.6

${}_3x_1$	${}_3x_2$	h_3	τ_3	${}_4x_1$	${}_4x_2$	h_4	τ_4
15	12.6	27.6	9.3	4.89	15	19.87	9.5
20	13.7	33.7	10.6	5.75	20	25.75	10.8
25	14.3	39.3	11.9	6.37	25	31.37	12.3
30	14.65	44.6	13.1	6.77	30	36.77	13.7
35	14.85	49.8	14.3	7.07	35	42.07	15.3
40	15.0	55.0	15.4	7.28	40	47.28	16.7
45	15.1	60.1	16.6	7.44	45	52.44	18.2
50	15.2	65.2	17.8	7.56	50	57.56	19.8
55	17.3	70.3	19.0	7.65	55	62.65	21.2
60	15.35	75.35	20.1	7.72	60	67.72	22.8
65	15.38	80.4	21.3	7.77	65	72.77	24.4
70	15.42	85.4	22.4	7.83	70	77.83	25.8
75	15.46	90.46	23.46	7.86	75	82.86	27.2

Comparing these figures (Figs. 14, 15) with Figs. 6, 16, we can see that the general tendency of the observed time relation is favourably explained not only qualitatively but also quantitatively.

In Fig. 16, the relation of the duration of the preliminary tremor to the epicentral distance of earthquakes occurring in the Kwantô district[1] observed at stations near by such as Tôkyô, Kamakura and Kiyosumiyama is investigated. Earthquakes selected are those of no.7 – no.26 and no.62 – no.88 in Table I, which were determined from observations at the stations above mentioned. Reports from other stations were referred to as far as possible. In determining the epicentre of earthquakes, the Omori's formula $y=7.44\,x$ was assumed. In this case, the rôle played by this formula is only to limit the probable position of the epicentre, as if a fish is driven to a place by the fisherman's net.[2] Hence it may not be seriously objectionable to utilise such formu-

(1) The estimated focal depth of earthquakes in the Kwantô district is situated at about 20-50 km.

(2) Let l be the distance between two stations, and p_1 be the distance from one station to a point orthogonally projected on the line l from the epicentre determined by using a formula $y=ax$, and p_2 be similar quantity determined by using another formula $y=bx$. If the duration of the preliminary tremor observed at each station be x_1 and x_2 respectively, the difference of p_1 and p_2 is given by

$$|p_1-p_2|=\left|\frac{(a^2-b^2)(x_1^2-x_2^2)}{2l}\right|.$$

Hence, if distribution of stations be sufficiently dense, position of epicentre will be determined tolerably well, even if different formulæ were used.

Duration of PS and Distance.
Dot: At Tôkyô.
Cross: At Kamakura
Circle: At Kiyosumi
Dot in circle : measured by the present authors

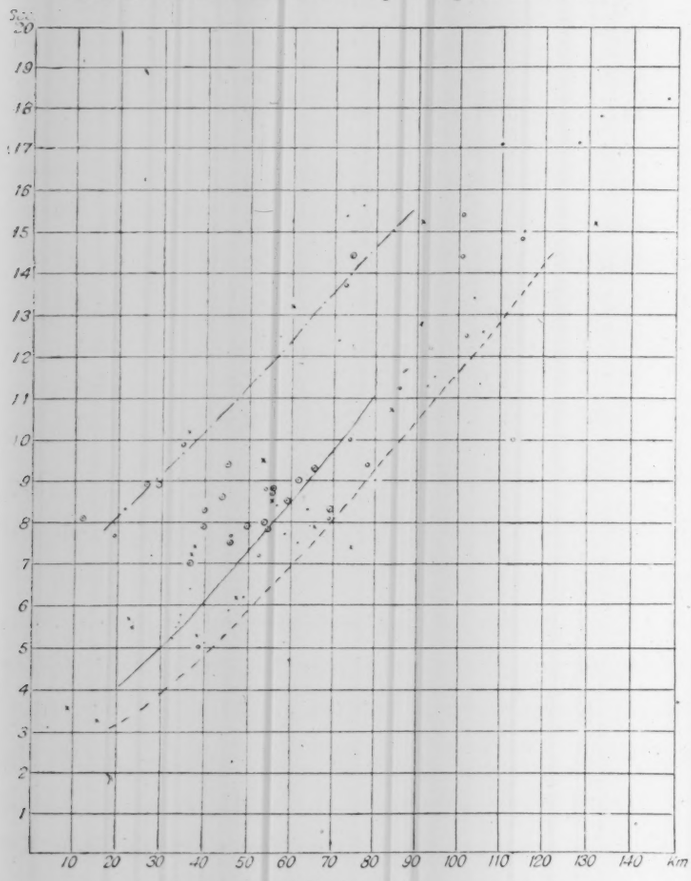


Fig. 16.
Full line : Calculated. Broken : Lower limit
Chain line : approximate upper limit.

la for studying the relation.

With regard to the coincidence of the calculated values to the observed, it is important to investigate the degree of freedom of choice of the six elements for giving such a solution.

If we assume that the observed three curves (1–2, 1–3, 1–S, and the distance relation) are straight lines, we may have six constants (including zero) as parameters determining the straight lines. On the other hand, in the hypothetical case here introduced, the T_i and h relation is also approximately linear, and the six parameters determing the linear relation of T_i and h are respectively functions of six quantities such as d_1, d_2, p_1, p_2, s_1, s_2. Thus, the problem is uniquely determined.

In the actual case, the relations are not linear exactly. Hence the problem is not so simple as this. But it may safely be said that the diversity of possible other solutions may be much limited, if we try to explain the case by assuming such a hypothetical structure of earth's crust as here proposed.

The way of fluctuation of observed values of each 1–2, 1–3, and 1–S difference is also favourable for this hypothesis. As apparent from the figure (Fig. 6) the fluctuation is smallest in the phase 1–2. This may be naturally understood considering that this difference is due to the p_2p_1 and p_2s_1 difference. Hence this is mainly due to the event in the upper layer, thus giving small

fluctuations even if the depth of the origin of earthquakes are distributed in a wide range. On the contrary, the 1–3 difference concerns equally with the events in both the upper and the lower layer, and the 1–S difference is mainly due to the event in the lower layer. Hence the remarkable fluctuation in these phases may be naturally expected according to the fluctuation of the depth of earthquakes.

In passing, a remark will be added on the depth of local earthquakes occurring in the Kwantô district. As to be seen from Fig. 16, the distribution of points showing the 1–S difference is densely confined between the two lines one of which is that expected from the hypothesis, and the other is situated lower than the former by about 1.5 sec. This may perhaps be due to the effect of missing some part of the 1–2 phase owing to the smallness of earthquakes. The points denoted by the dot in the circle were determined by one of the present authors and the others are adopted from those determined by Mr. Ch. Yasuda.[1] The former are distributed above the line calculated from the hypothesis with only one exception. The said difference 1.5 sec is difficult to explain by the effect of the focal depth, for even if we choose the depth very shallow, the amount cannot be expected. Considering these effects, our hypothesis seems also favourable in this respect. It may rather be said that most earthquakes in the Kwantô district originate deeper than twenty kilometers, the majority of cases being included near this value.

It seems that there is an upper limit of the 1–S difference of earthquakes in the Kwantô district. The line limiting the upper part (the chain line in Fig. 16) is situated above the full line by about 4 sec., thus the focal depth of such earthquakes is expected about 30 km deeper than that specified by the full line. Hence the depth of origins of such earthquakes is about 50 km.

Amplitude of the motions.

In the next place, it is necessary to investigate the relation of magnitude of motions in each phase expected from our hypothesis. This problem is that of the reflection and refraction of elastic waves at a boundary of two layers and was already solved by C. G. Knott.[2] As far as our results concern, there is no clue for estimating the density in each layer. Hence numerical calcul-

(1) A. Imamura and Ch. Yasuda, Proc. Imp. Acad. **3** (1927) 279; this Bull. **3** (1927) 105.
(2) C. G. Knott, Phil. Mag. **48** (1899) 64-97.

ation cannot be carried out precisely. But to obtain a broad aspect of matter assuming that the density in each layer is equal with each other, the ratio of magnitude in the first and the second phase is estimated as shown in the table. (Table III.)

TABLE III.

Epicentral dist. in kilometre.	30	40	50	60	P denotes the dilatational motion. S denotes the distortional motion. v in suffix denotes the vertical component. h in suffix denotes the horizontal component.
P_v / S_v	4.3	3.8	3.6	3.6	
S_h / P_h	.65	.61	.60	.60	

Thus, it may be seen that P_v/S_v is rather smaller than the observed value. The S_h/P_h is remarkably smaller than the observed value. But this fact may not be a fatal contradiction to our hypothesis from following reasons.

It is quite natural that the elastic constants decreases gradually from deep place toward the surface of the earth's crust. Thus, the trajectly of the propagation of waves may be concave toward the surface and the angle of emergence will gradually approach the right angle. In such case the vertical component of the dilatational motion will become larger and that of the distorsional motion will be smaller.

With regard to the horizontal component of motion, just the inverse relation may hold.

Another factor to be considered concerns with the mode of development of motions in each phase when the elastic constants in the medium undergo gradual changes.

Using customary notations, equations of motion in the medium in which the constants change in the z direction are given by

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}=(\lambda+\mu)\frac{\partial \Delta}{\partial x}+\mu\nabla^2 u+\left(\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial x}\right)\frac{\partial \mu}{\partial z},$$

$$\rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}=(\lambda+\mu)\frac{\partial \Delta}{\partial y}+\mu\nabla^2 v+\left(\frac{\partial w}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial z}\right)\frac{\partial \mu}{\partial z},$$

$$\rho\frac{\partial^2 w}{dt^2}=(\lambda+\mu)\frac{\partial \Delta}{\partial z}+\mu\nabla^2 w+2\frac{\partial w}{\partial z}\frac{\partial \mu}{\partial z}+\Delta\frac{\partial \lambda}{\partial z}.$$

In the simplest case when a plane wave is propagated in the z direction and displacements are proportional to e^{ipt}, u and w are functions of z only and $v=0$.

The equations degenerate to

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}+\frac{1}{\mu}\frac{\partial \mu}{\partial z}\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{\rho p^2}{\mu}u=0, \quad \text{for the distortional wave}$$

and

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2}+\frac{1}{\lambda+2\mu}\frac{\partial}{\partial z}(\lambda+2\mu)\frac{\partial w}{\partial z}+\frac{\rho p^2}{\lambda+2\mu}w=0, \quad \text{for the dilatational wave.}$$

Thus, for studying these two equations, it is sufficient to investigate the character of a function represented by a differential equation of the following form:

$$\frac{d^2 y}{dz^2}+\frac{1}{a}\frac{da}{dz}\frac{dy}{dz}+\frac{b}{a}y=0,$$

where a stands for $\lambda+2\mu$ for the dilatational motion and μ for the distortional.

The normal form of the equation is obtained by putting $y=\frac{U}{\sqrt{a}}$,

$$\frac{d^2 U}{dz^2}+IU=0, \text{ where } I=\frac{b}{a}+\frac{1}{4}\frac{1}{a^2}\left(\frac{da}{dz}\right)^2-\frac{1}{2}\frac{1}{a}\frac{d^2 a}{dz^2}.$$

Thus it may be seen that the amplitude of motion varies inversely proportional to $\sqrt{a}$, viz., square root of elastic constants.

From our experience of observation of velocity of seismic waves it seems that the poisson's ratio becomes gradually smaller toward the surface, i.e. the rigidity increases rapidly compared with the incompressibility. Such regions are, however, far deeper parts of earth's crust than that here concerned.

In passing, the behaviour of U will be examined. As well known from the theory of differential equation, when $I<0$, U does not become zero more than once with regard to z. In other words, the motion is aperiodic with regard to space. Such case occurs when the last term of I becomes exceedingly large, i.e. when the rate of change of medium is very rapid.

On the other hand, when $I>0$, U is periodic with regard to z. A formal solution of U will easily be obtained as follows, by putting

$$I=p^2\left\{\frac{\rho}{a}+\frac{1}{4p^2}\frac{1}{a_2}\left(\frac{da}{dz}\right)^2-\frac{1}{2p^2}\frac{1}{a}\frac{d^2 a}{dz^2}\right\}=\lambda\Omega(z), \text{ where } \lambda=p^2,$$

the solution of the differential equation is transformed into that of the integral equation of the Volterra's type

$$Q_1(z)=U(z)+\lambda\int_{z_0}^{z}\Omega(t)(z-t)U(t)dt,$$

where Q_1 is a polynomial of the first degree such that $A(x-B)$. Thus A, B

and z_0 are arbitrary constants, but in the solution of the equation, the number of arbitrary constants to be determined degenerates to two.

A solution in series is

$$U(z)=U_0(z)+\lambda U_1(z)+\lambda^2 U_2(z)+\ldots.+\lambda^n U_n(z)+\ldots.$$

where

$$U_0(z)=Q_1(z),$$

$$U_1(z)=(-1)\int_{z_0}^{z} K(z,\ t)U_0(t)dt,$$

$$\ldots\ldots\ \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots$$

$$U_n(z)=(-1)^n\int_{z_0}^{z} K_{n-1}(z,\ \sigma)Q_1(\sigma)d\sigma,$$

$$K(z,\ t)=\Omega(t)(z-t),$$

$$K_1(z,\ \sigma)=\int_{\sigma}^{z} K(z,\ t)K(t,\ \sigma)dt,$$

$$\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots$$

$$K_{n-1}(z,\ \sigma)=\int_{\sigma}^{z} K(z,\ t)K_{n-2}(t,\ \sigma)dt.$$

In special case when $\Omega(z)$ is a constant, U is of course a trigonometric function. When $\Omega(z)=z^m$ (1)

$$U=\sqrt{z}\left\{AJ_{\frac{1}{m+2}}\left(\frac{2\sqrt{\lambda}}{m+2}z^{\frac{m+2}{2}}\right)+BY_{\frac{1}{m+2}}\left(\ \ ,,\ \ \right)\right\},$$

and when $\lambda\Omega(z)=e^{2z}$,

$U=AJ_0(e^z)+BY_0(e^z)$, where A and B are arbitrary constants.

Hence the behaviour of U is generally very complicated. But roughly speaking, it may be seen that the amplitude of U diminishes gradually with distance when I increases with distance, viz., when the wave is propagated in a medium, the elastic constants of which decrease gradually with distance. But it must be remembered that the principal factor determining the amplitude of motion is the inverse of the square root of elastic constants.

Returning to the original problem, next point to be examined concerns with the distribution of earthquakes showing the characteristics above stated. The mode of development of each phase is as described in the foregoing section. Earthquakes from the neighbouring Pacific do not show the character-

(1) After this paper was written, Mr. K. Sezawa read a paper on July 5, 1927 in which a similar special case was treated.

istics. (See Fig. 7) This may perhaps be due to an effect that waves undergo much modification during its propagation through much heterogeneous part between land and ocean bed. It seems also that the mechanism of occurrence of earthquakes is much different in accordance with the difference of origin of earthquakes in land and ocean. If an earthquake occurs gradually, then the motions observed will also be gradual. Hence, characteristics of motions in each phase will hardly be identified.

Development of each phase of earthquakes from southern part of the Bôsô Peninsula and Sagami Province is also less distinct. According to authorities in geology,[1] these regions have undergone much crustal revolutions since geological ages of somewhat younger age. Thus seismic waves from these regions will also undergo much modification.

One more remark will be added to the mode of development of the third phase. If a distortional wave is incident at a boundary with its plane of vibration parallel to it, the dilatational wave is not usually excited. Thus closer examination of this phase will furnish some clue to the mechanism of occurrence of earthquakes. This effect will also induce fluctuations of the time and the distance relation.

IV. Earthquakes Accompanied with Sound.

Studying a paper by Professor F. Omori[2] "Seismographical Observations in Tôkyô of the Earthquakes with Sound," we can find that earthquakes which were classified by him as those accompanied with a detonative sound were of just the same character as those studied by us. The manifestation of the large initial motion in the vertical component is quite the same. With regard to the horizontal motion, he remarked the forerunner only in the case of earthquake at $0^h\ 26^m\ 07^s$ p.m. Jan. 24, 1919. But closer examination of the records illustrated by him we can find it, though not distinct owing to the slow rate of driving of the recording drum. The space distribution of such earthquakes is also nearly the same as those studied here by us. Thus it may be supposed that elastic waves produced by such earthquakes from such localities are observed at Tôkyô without being much modified during its propagation,

(1) For examples, N. Yamasaki, Journ. Fac. Sci. Imp. Univ. Tôkyô, [ii] **2** (1926) 79-119; H. Yabe and R. Aoki, Ann. Rep. Work, Saitô Gratitude Foundation, **1** (1923/24) 70-83.

(2) F. Omori, Bull. I. E. I. C. **11** (1923) 33-63.

resulting in manifestations of simple sound and typical appearance of each phases. In our opinion, even the earthquakes with rushing sound as classified by Professor Omori are not essentially different from those studied by us. The initial vertical motion was not large compared with that of the principal part, and yet was almost largest in the preliminary part. It may be rather natural to expect such small varieties, considering that the earthquake is a quite complicated phenomenon.

V. A Remark on Extremely Deep Earthquakes.

Existence of earthquakes of extremely deep origin (even deeper than 300 km) has been suggested by certain authors such as Professor Turner,(1) Professor T. Shida,(2) et. al. Recently Mr. K. Wadati(3) examined carefully such earthquakes in Japan and obtained very probable value.

On the other hand, it is generally believed that there is a layer where certain properties of matter undergo discontinuous change or at least very rapid change at a depth of about 50 km under land area.

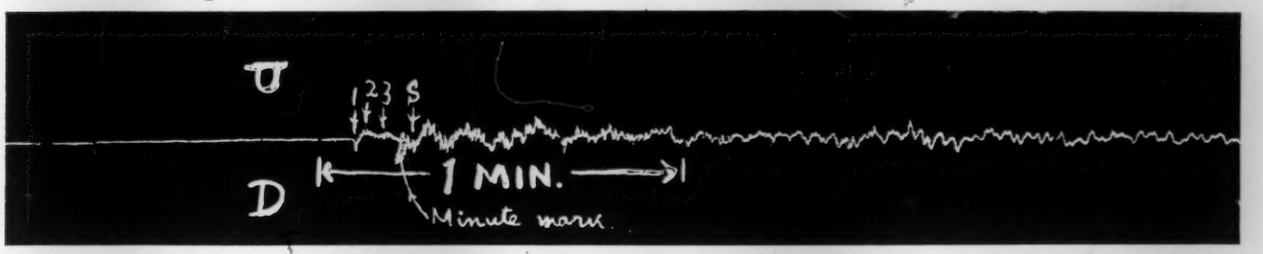
Taking the above two facts for granted, it is naturally supposed that for such earthquakes the manifestation of some phases of waves as discussed in the previous sections might be expected. We have not yet sufficient data for such case. But closer examination of the record of earthquake on July 27, 1926 observed in our institute (Pl. XV Fig. 17) seems to reveal such characteristics. In the figure, three steps marked 1, 2 and 3 are almost doubtlessly identified. As we have no knowledge about the time-distance relation, we are not yet in the position to reduce numerical relations. And yet the 1–2 interval is about 8 sec., hence if in the upper layer the velocities of P and S be 5.6 and 3.3 km/sec respectively then the depth of the upper layer is estimated as about 60 km.

Estimation of depth of earthquake origin by the knowledge of the angle of emergence of waves determined from seismograms leads sometimes to quite erroneous idea. If the trajectory of waves as discussed above is taken into account, such case may naturally be explained. June, 1927.

---

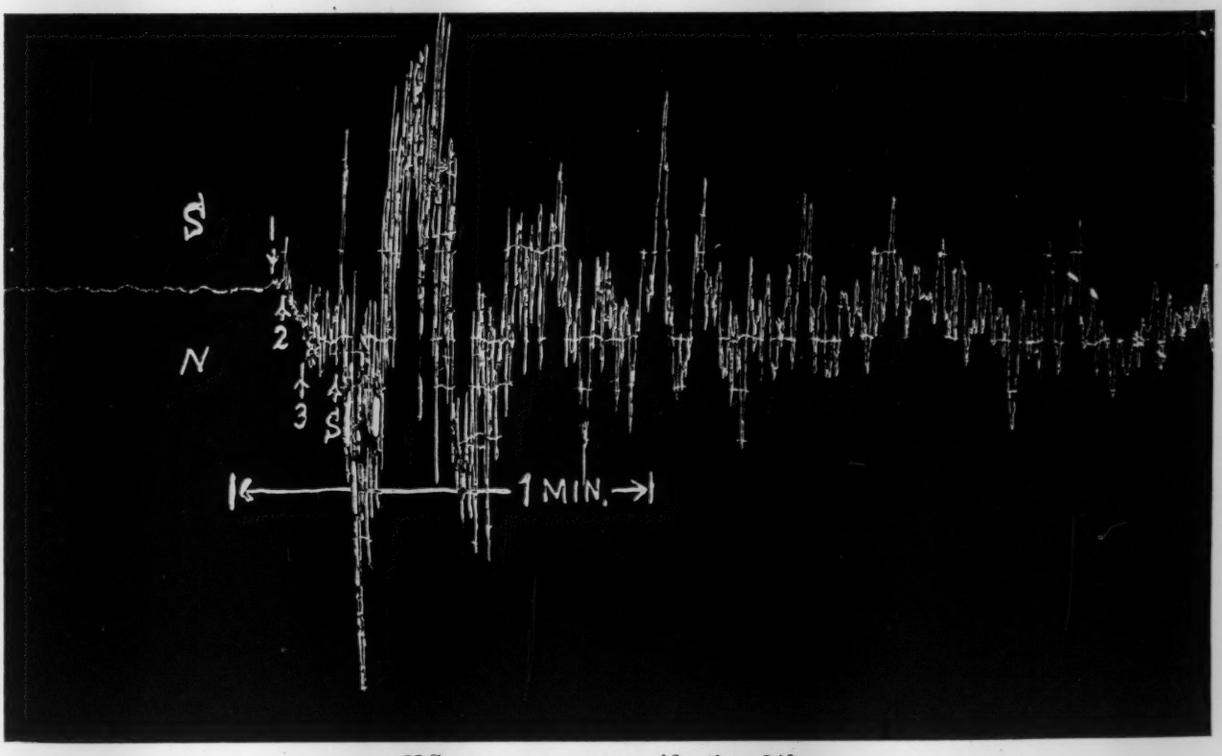
(1) The International Seismological Summary.
(2) T. Shida, Chikyû (The Globe) (in Japanese) 7, (1927) 87–89.
(3) K. Wadati, Journ. Meteor. Soc. Japan [ii] **5** (1927).
(4) Do.

Earthquake near Ôtaki, Kazusa Province at 10^h 20^m on Feb. 22, 1926.



Vertical component: magnification 60.

Fig. 1 a.

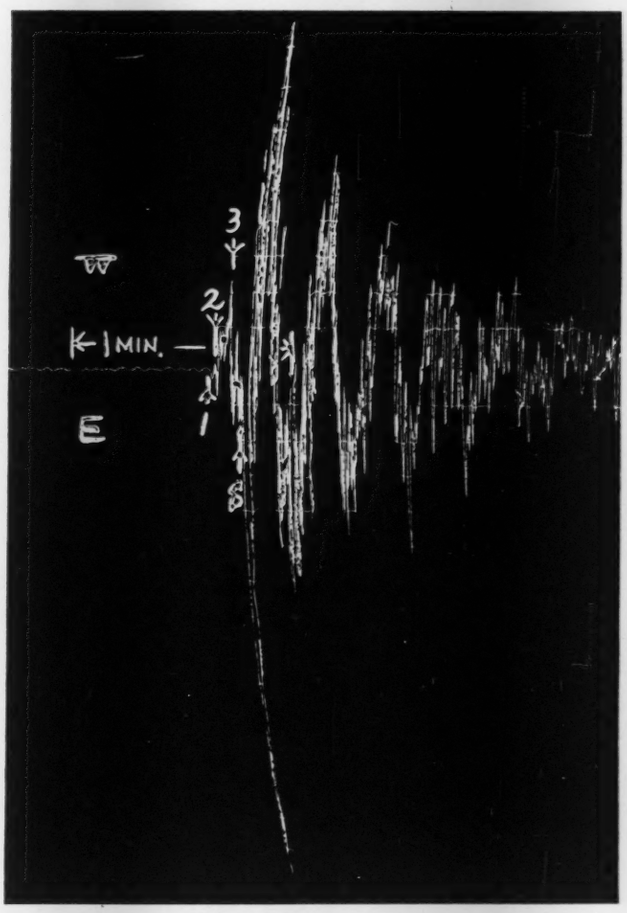


NS component: magnification 240.

Fig. 1 b.

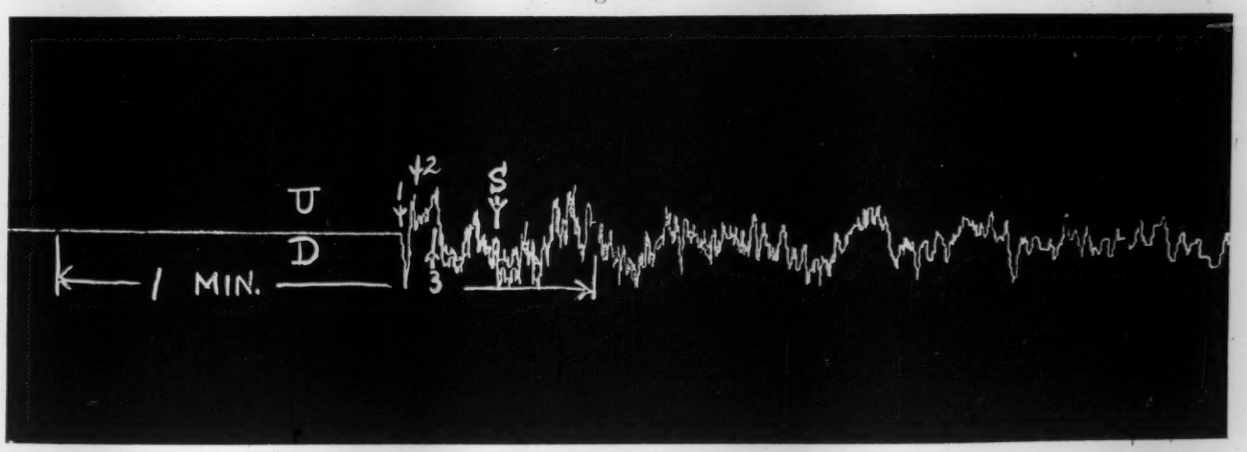
（震研彙報第四號、圖版、松澤）

Earthquake at 16^h 02^m on Jan. 9, 1925.



magnification 120.

Fig. 2 a.

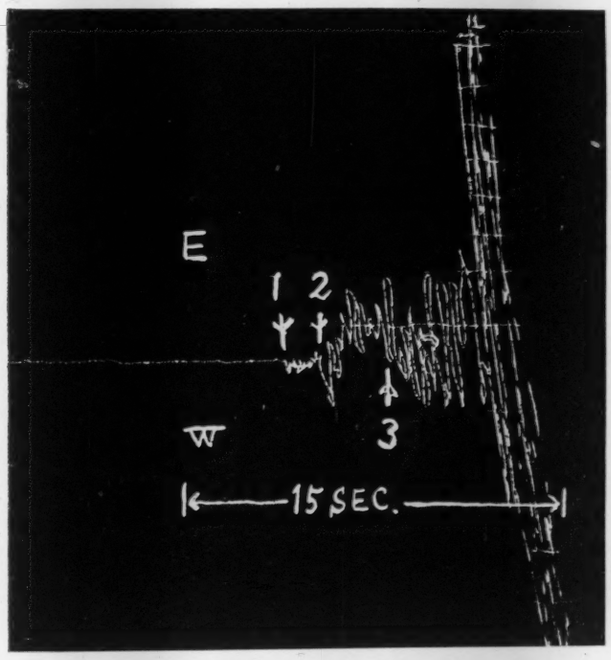


magnification 60.

Fig. 2 b.

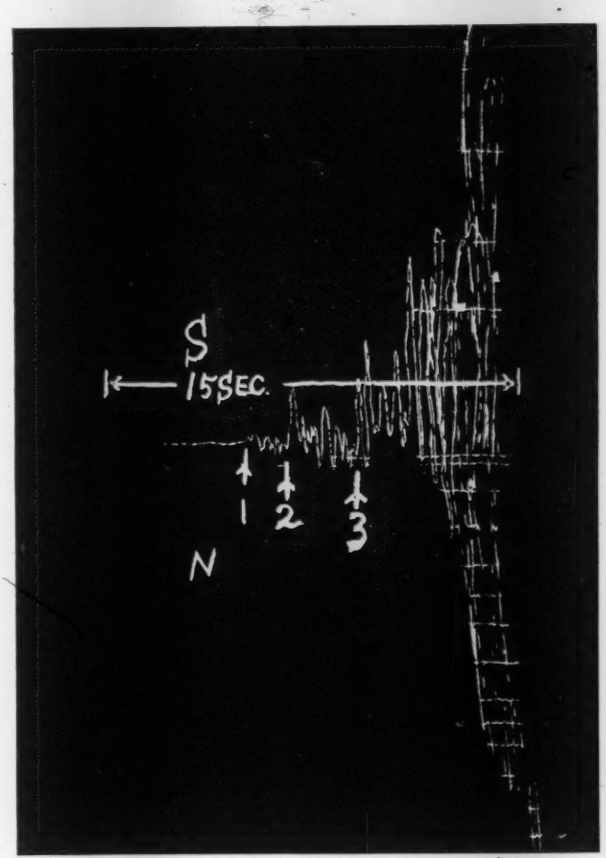
（震研彙報第四號、圖版、松澤）

Earthquake at $23^h\ 58^m$ on Feb 13, 1926.



Magnification 600.

Fig. 3a.

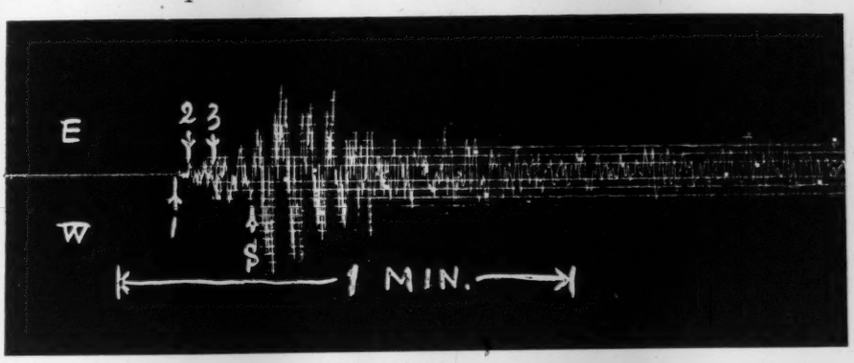


Magnification 600.

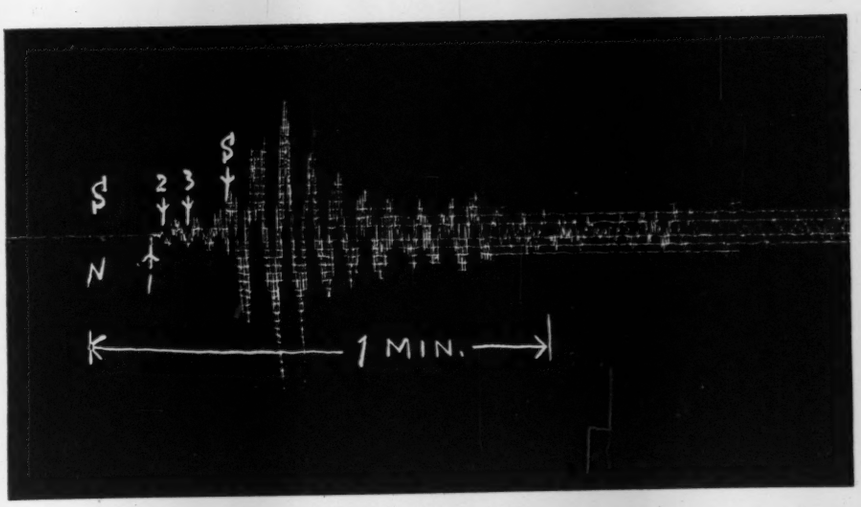
Fig. 3b.

（震研彙報第四號、圖版、松澤）

Earthquake near Inbanuma on Feb. 25, 1927.



Magnification 120.



Magnification 120.

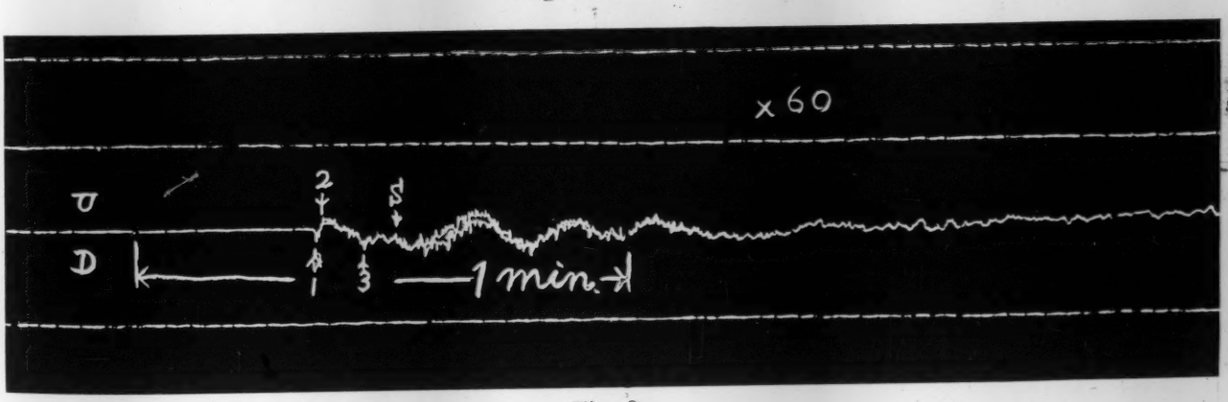


Fig. 8.

(震研彙報第四號、圖版、松澤)

Earthquake near Hatiôji at 0^h 41^m on July 30,1926.
(magnification 600)

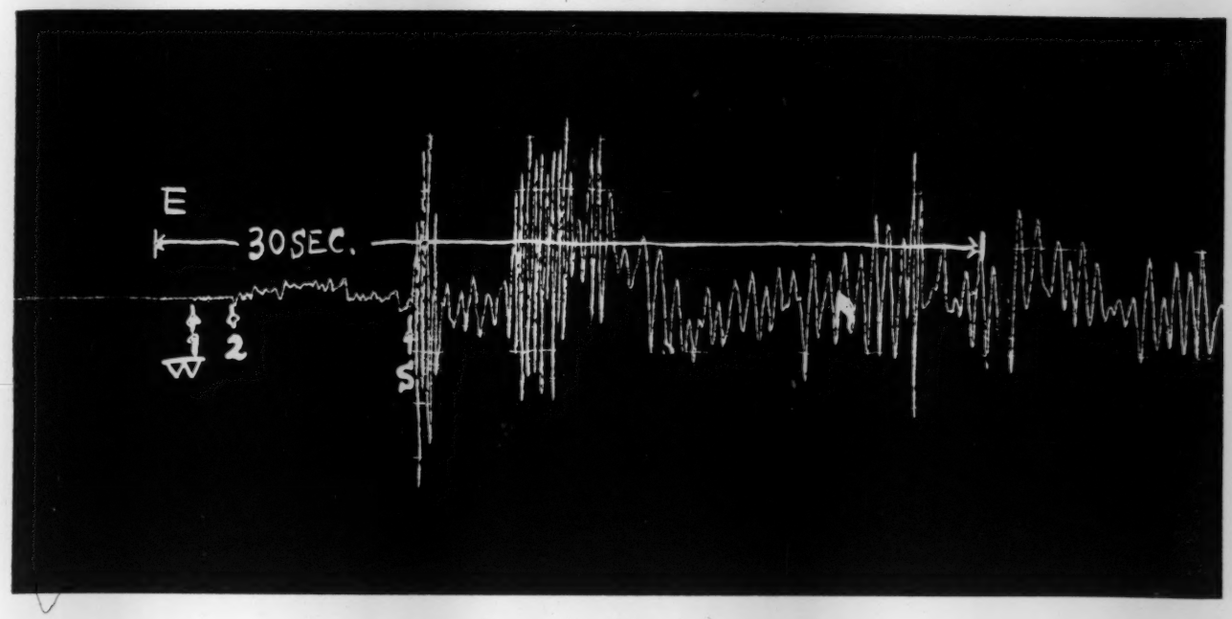


Fig. 9 a.

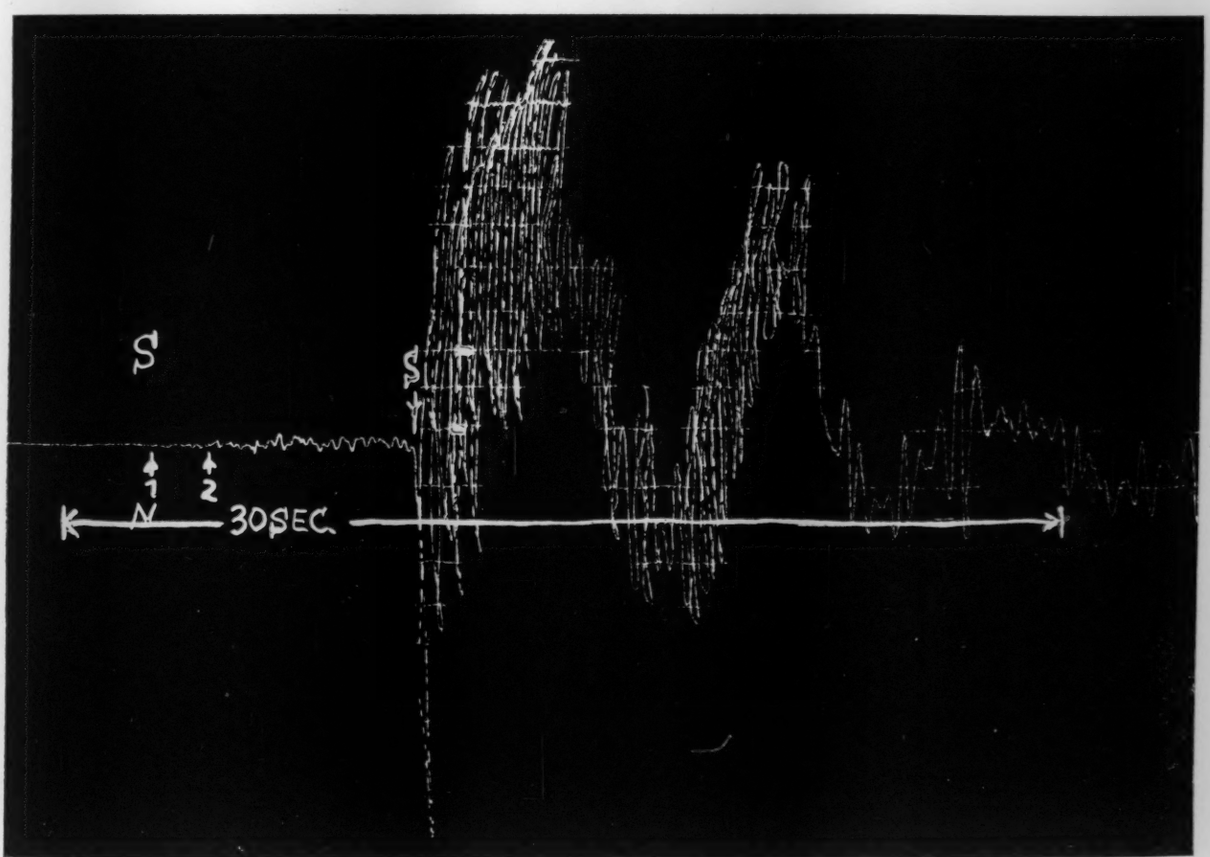


Fig. 9 b.

（震研彙報第四號、圖版、松澤）

Earthquake near Mt. Tukuba at $18^h\ 42^m$ on Aug. 15, 1926.
(magnification 300)

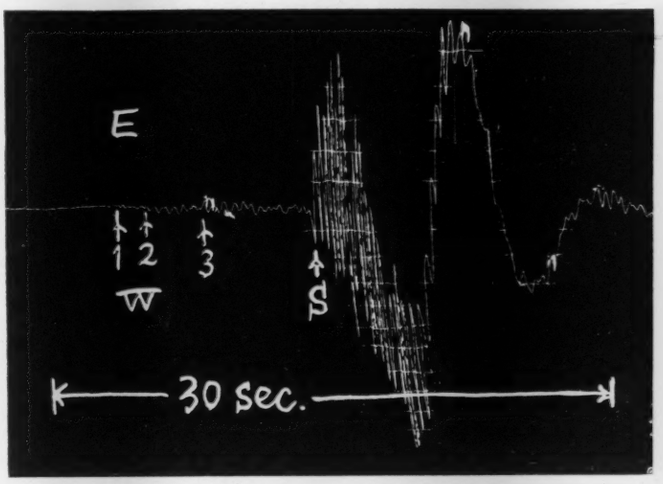


Fig. 10 a.

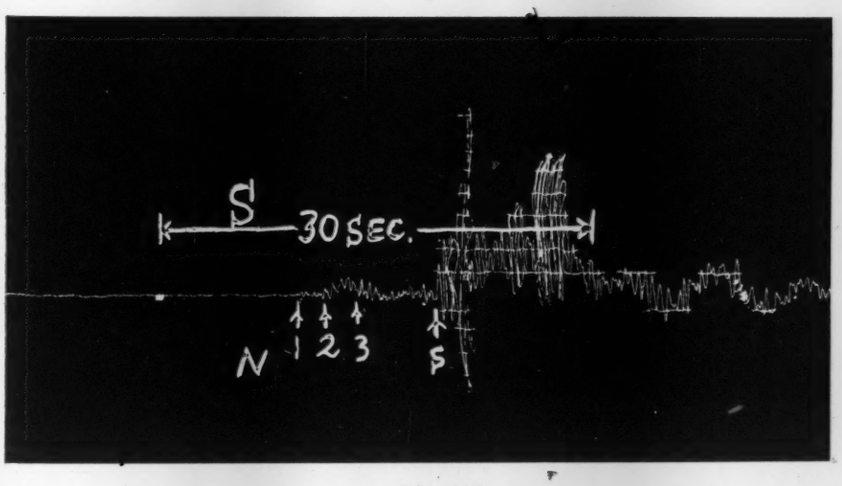


Fig. 10 b.

（震研彙報第四號、圖版、松澤）

Earthquake near Kanagawa Feb. 11, 1927.

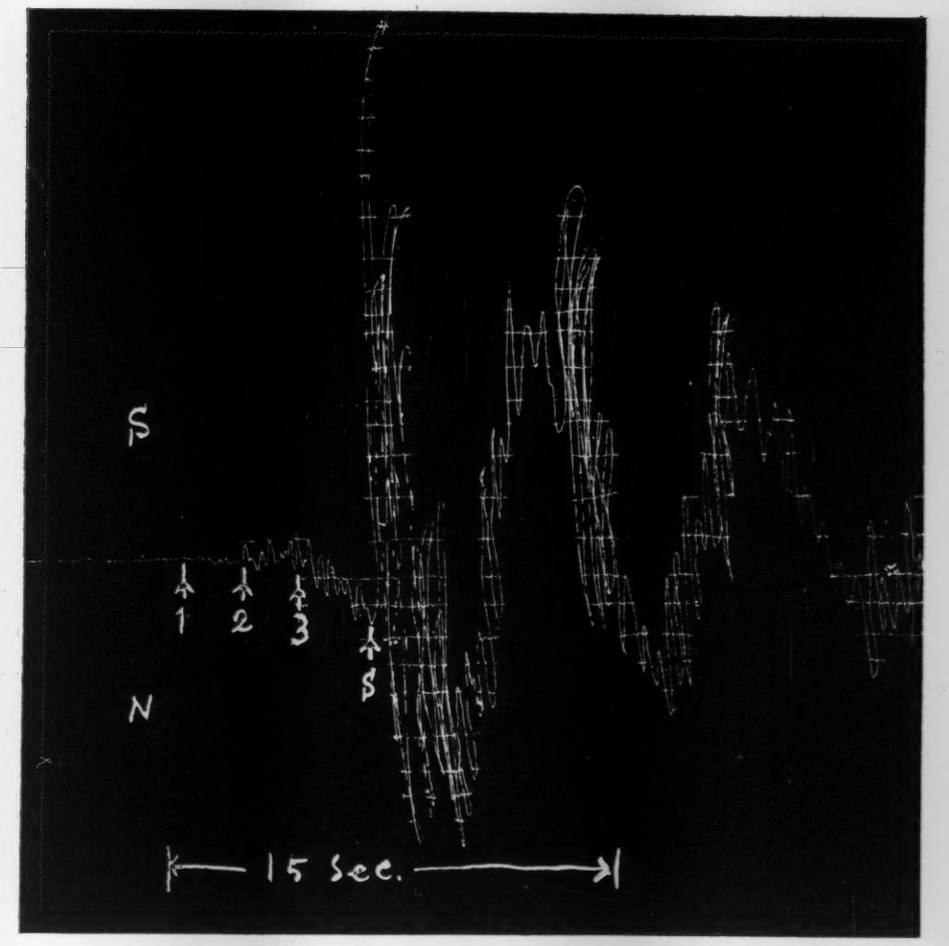


Fig. 12a. Observed at Tôkyô.

Earthquake at the Southern foot of Mt. Huji at 13^h 28^m Aug. 13, 1926 (magnification 300)

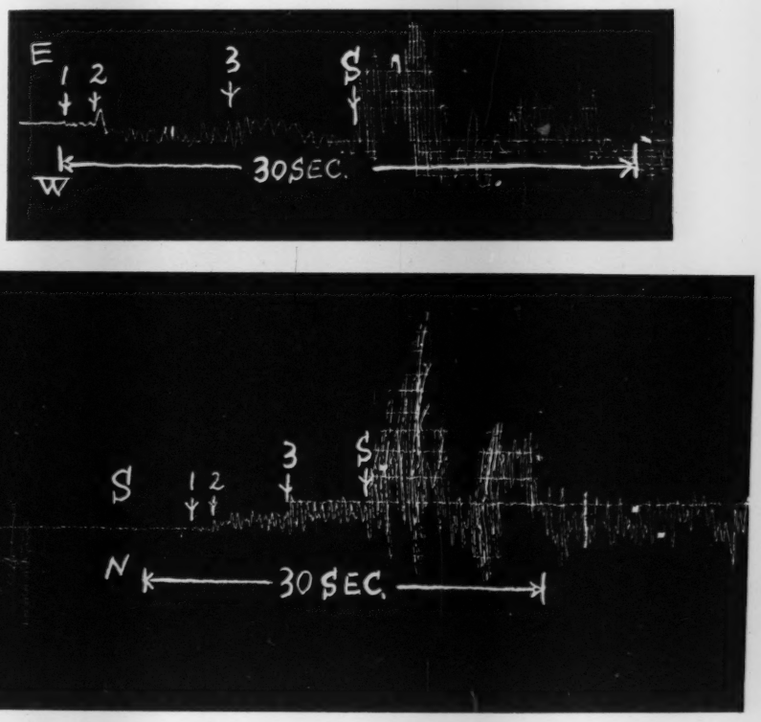
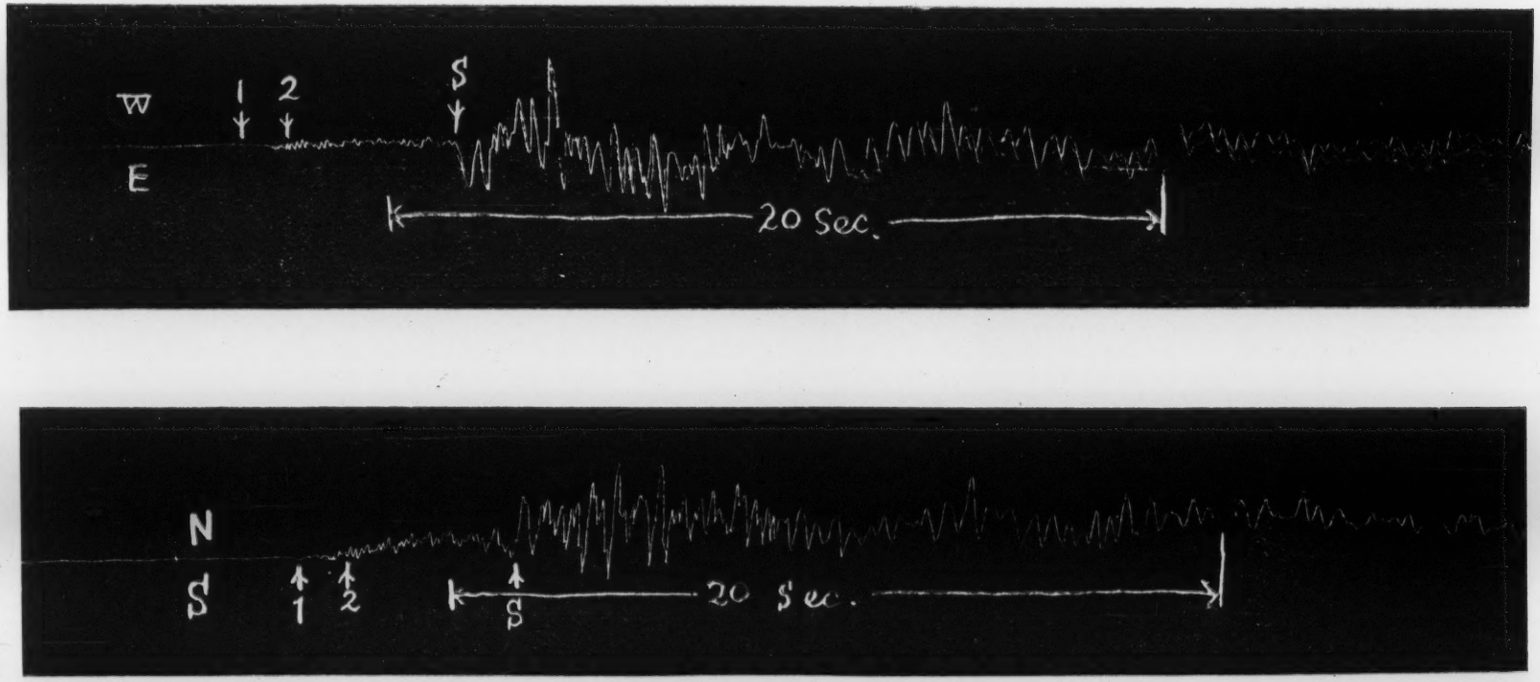


Fig. 11.

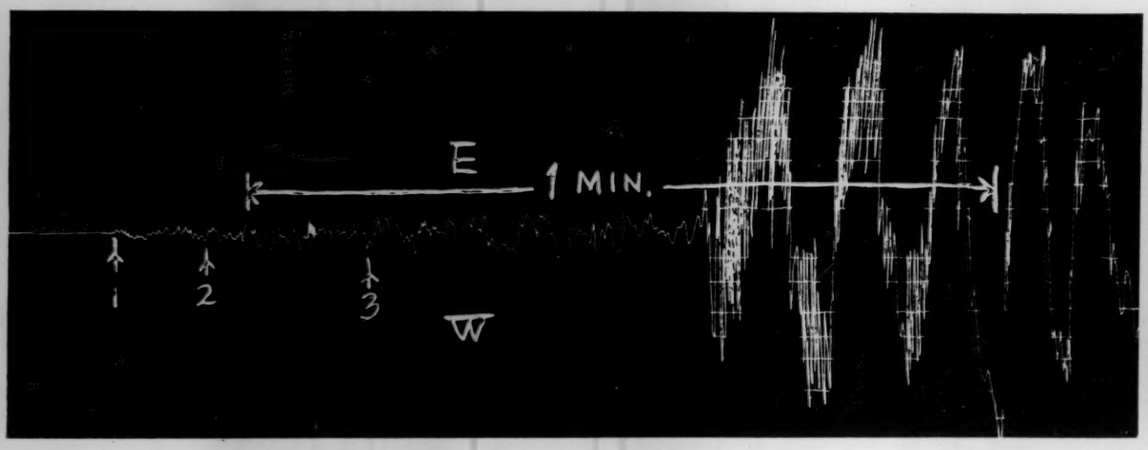
（震研彙報第四號、圖版、松澤）



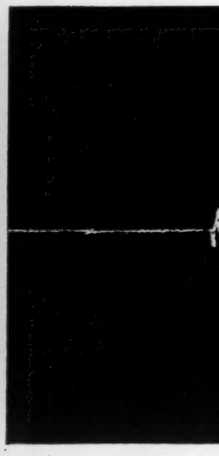
Observed at Yuigahama, Kamakura:
magnification 150.
Fig. 12b

（震研彙報第四號、圖版、松澤）

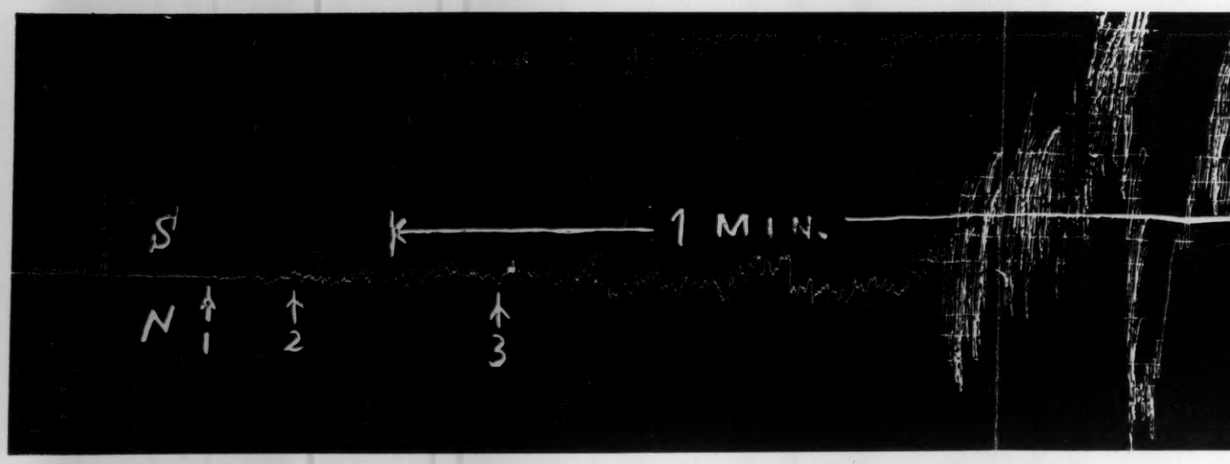
Earthquake of very deep origin on July 27, 1926.



Magnification 300.



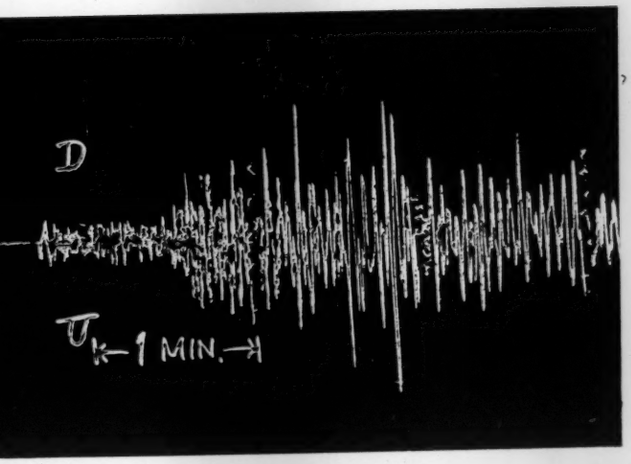
Ver



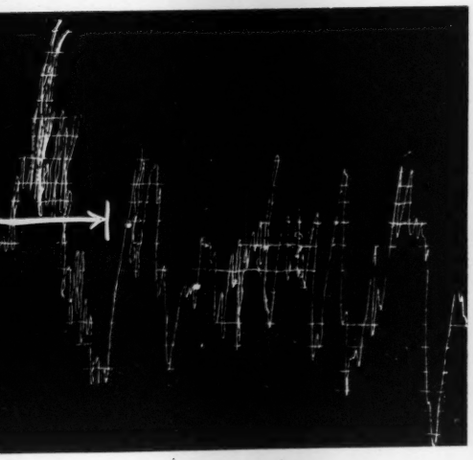
Magnification 300.

Fig. 17.

（震研彙報第四號、圖版、松澤）



Vertical component, magnification 238.



On the Propagation of the Leading and Trailing Parts of a Train of Elastic Waves.

By

Katsutada SEZAWA.

Earthquake Research Institute.

彈性列波の首部及び尾部の傳播に就て

所員　妹澤克惟

彈性列波が一定の長さを持つ時、其が如何に傳播するかは、理論上にも實際上にも重要な問題であらう。著者はフーリエの二重積分の方法により、三つの簡單な場合、即ち媒體が完全な彈性體である時の傳播、分散性媒體の中の彈性波及び粘性を含む彈性體中の波動を研究して種々の結論を得た。其重要なる項目を列擧すれば、

1. 完全な彈性體中の有限長波動は何等の變化なく傳播される。
2. 分散性媒體中の有限長波動は必ず變形を伴ふ。
3. 分散性媒體中を唯一個の群速を持つ有限長波動が傳はる時、波動列波の主な部分は其全長を變ずる事なく、其群速を以て送られる。
4. 上述の波動列波中の振動形は其形に基づく特有な速度を以て傳はり、二つ列波の兩端に於て振動形が消失する。
5. 分散性媒體中に於ける有限長の波動部に先立つて極めて弱いがしかし可成長い傾斜波動が傳播する場合がある。
6. 地震記錄の各位相は、分散性媒體中の有限波動を考へて決定すべき可能性がある。
7. 地震學に於ける「押しと引き」の法則は、分散性媒體中では成立し難い。
8. 波源の働きが如何に鋭い性質のものても、遠方へ行くに從ひ、漸次鈍くなり、波動形の長さは次第に長くなる。

The elementary theories on the propagation of elastic waves with infinitely extended disturbances enable us to find the various natures of the waves, provided they are deduced from the differential equations of elastic waves and satisfy the initial and boundary conditions. This can be seen from some results of experimental investigation[1] carried out by Professor Terada and Mr. Tsuboi,

(1) Terada & C. Tsuboi: Experimental Studies on Elastic Waves (Bull. of the Institute Vol. III) and C. Tsuboi: On the Velocity of Elastic Waves along the Surface of Stratified Layer (Proc. Physico-Math. Soc. Japan Vol. 9 No. 5).

well conforming with the author's mathematical theories which were reported in this Bulletin Vol. II and Vol. III. It must, however, be understood that certain natures cannot be found from the elementary theories; the propagation of elastic waves with a finite train is an instance, which must be dealt with specially.

Although the proper meaning of the leading part of each stage of disturbances recorded in seismograph is now clearly known in the light of increasing knowledge of seismology, yet the exact nature of these parts in transmission over a medium, which is regarded as elastic, viscous and dispersive, is not completely studied. The necessity for a further development of the analysis of waves thus arising, the author has obtained some theoretical results which might explain the important features involved in seismic waves, such as the difference between the group and phase velocities (due to Professor Gutenberg[2]) or long waves leading earthquake motion[3] found by Professor Imamura.

The method brought in this paper is merely the application of Fourier's double integral, which seems to be adequate to the investigation of the propagation of an arbitrary disturbance occurring in a limited region of the medium. An inevitable difficulty, which comes out as a result of this mathematical treatment is an occurrence of the discontinuous displacements at certain parts of the medium. Though such a discontinuity is allowed mathematically, yet the discontinuous displacement in real substances is impossible. This may, however, be avoided by assuming a sharp continuous displacement existing from the start at these parts.

The paper consists of three sections: the first is on the waves in perfectly elastic bodies, the second some examples for the case in a dispersive medium and the third on that in visco-elastic solid bodies.

I. Waves in Elastic Bodies.

The elementary solutions of surface waves, when $\lambda=\mu$, are expressed by

$$\left.\begin{aligned} v&=(-3.01\,e^{.847fy}+5.21\,e^{.393fy})\,e^{i(pt-fx)}\\ u&=i\,(3.55\,e^{.847fy}-2.04\,e^{.393fy})\,e^{i(pt-fx)}\end{aligned}\right\}$$

where

(1) Gutenberg (Phys. Zeits. 1926).
(2) Imamura: Long Waves leading Earthquake Motion (Proc. Imp. Acad. Vol. 2. No. 3).

$$h^2=\frac{\rho p^2}{\lambda+2\mu} \qquad k^2=\frac{\rho p^2}{\mu}$$

u, v=horizontal and vertical components of displacement respectively.

Generalising this, we obtain for the initial disturbance $v=\varphi(x)$ on $y=0$,

$$\left.\begin{aligned} v&=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_2t(-1.35e^{-.847fy}+2.35e^{-.393fy})\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(\lambda)\cos f(x-\lambda)d\lambda \\ u&=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_2t(1.61e^{-.847fy}-0.92e^{-.393fy})\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(\lambda)\sin f(x-\lambda)d\lambda \end{aligned}\right\}$$

in which v_2 is the velocity of Rayleigh-waves.

If $\varphi(\lambda)=C$ for $a>x>-a$, then

$$\left.\begin{aligned} v=\frac{C}{2\pi}\int_0^\infty &\frac{(-1.35e^{-.847fy}+2.35e^{-.393fy})}{f}\{\sin f(a+x+v_2t)+\sin(a+x-v_2t) \\ &-\sin f(x-a-v_2t)+\sin f(x-a+v_2t)\}df \\ u=\frac{C}{2\pi}\int_0^\infty &\frac{(-1.61e^{-.847fy}+0.92e^{-.393fy})}{f}\{\cos f(a+x+v_2t)+\cos f(a+x-v_2t) \\ &-\cos f(x-a-v_2t)-\cos f(x-a+v_2t)\}df \end{aligned}\right\}$$

Using the relations

$$\int_0^\infty e^{-ax}\frac{\sin px}{x}dx=\tan^{-1}\frac{p}{a}$$

$$\int_0^\infty e^{-ax}\frac{\cos px-\cos qx}{x}dx=\frac{1}{2}\log\frac{a^2+q^2}{a^2+p^2}$$

we get the integrals

$$\begin{aligned} v=\frac{C}{2\pi}\Big[&-1.35\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_2t}{.847y}+\tan^{-1}\frac{a+x-v_2t}{.847y}-\tan^{-1}\frac{x-a-v_2t}{.847y} \\ &-\tan^{-1}\frac{x-a+v_2t}{.847y}\Big\}+2.35\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_2t}{.393y}+\tan^{-1}\frac{a+x-v_2t}{.393y} \\ &-\tan^{-1}\frac{x-a-v_2t}{.393y}-\tan^{-1}\frac{x-a+v_2t}{.393y}\Big\}\Big] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} u=\frac{C}{4\pi}\Big[&-1.35\log\frac{\{(.847y)^2+(x-a+v_2t)^2\}\{(.847y)^2+(x-a-v_2t)^2\}}{\{(.847y)^2+(x+a+v_2t)^2\}\{(.847y)^2+(x+a-v_2t)^2\}} \\ &+0.92\log\frac{\{(.393y)^2+(x-a+v_2t)^2\}\{(.393y)^2+(x-a-v_2t)^2\}}{\{(.393y)^2+(x+a+v_2t)^2\}\{(.393y)^2+(x+a-v_2t)^2\}}\Big] \end{aligned}$$

By computing this we find that the waves are propagated without change of forms as illustrated in Fig. 1.

If $\varphi(\lambda)=\cos k\lambda$ for $a>x>-a$, then

$$v=\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty(-1.35e^{.847fy}+2.35e^{.393fy})\left\{\frac{\sin(f\overline{x+a+v_2t}+ka)}{f+k}+\frac{\sin(f\overline{x+a-v_2t}+ka)}{f+k}\right.$$
$$+\frac{\sin(f\overline{a-x+v_2t}+ka)}{f+k}+\frac{\sin(f\overline{a-x-v_2t}+ka)}{f+k}+\frac{\sin(f\overline{a-x+v_2t}-ka)}{f+k}$$
$$\left.+\frac{\sin(f\overline{a-x-v_2t}-ka)}{f-k}+\frac{\sin(f\overline{x+a+v_2t}-ka)}{f-k}+\frac{\sin(f\overline{a+x-v_2t}-ka)}{f-k}\right\}df$$

$$u=\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty(1.61e^{.847fy}-0.92e^{.393fy})\left\{-\frac{\cos(f\overline{x+a+v_2t}+ka)}{f+k}-\frac{\cos(f\overline{x+a-v_2t}+ka)}{f+k}\right.$$
$$+\frac{\cos(f\overline{a-x+v_2t}+ka)}{f+k}+\frac{\cos(f\overline{a-x-v_2t}+ka)}{f+k}-\frac{\cos(f\overline{a-x+v_2t}-ka)}{f-k}$$
$$\left.-\frac{\cos(f\overline{a-x-v_2t}-ka)}{f-k}+\frac{\cos(f\overline{x+a+v_2t}-ka)}{f-k}+\frac{\cos(f\overline{a+x-v_2t}-ka)}{f-k}\right\}df$$

By contour integrations, we have the following relations.

When $a>0$

$$\int_0^\infty\frac{e^{-bx}\cos(ax-d)}{x-k}dx=-\pi e^{-bk}\sin(ak-d)+\cos d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\cos by-k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$
$$-\sin d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\sin by+k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty\frac{e^{-bx}\sin(ax-d)}{x-k}dx=\pi e^{-bk}\cos(ak-d)-\cos d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\sin by+k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$
$$-\sin d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\cos by-k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty\frac{e^{-bx}\cos(ax+d)}{x+k}dx=\cos d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\cos by+k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$
$$+\sin d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\sin by-k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty\frac{e^{-bx}\sin(ax+d)}{x+k}dx=-\cos d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\sin by-k\cos by)}{y^2+k^2}$$
$$+\sin d\int_0^\infty\frac{e^{-ay}(y\cos by+k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$

When $a<0$

$$\int_0^\infty\frac{e^{-bx}\cos(ax-d)}{x-k}dx=\pi e^{-bk}\sin(ak-d)+\cos d\int_0^\infty\frac{e^{ay}(y\cos by-k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$
$$+\sin d\int_0^\infty\frac{e^{ay}(y\sin by+k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty \frac{e^{-bx}\sin(ax-d)}{x-k}dx = -\pi e^{-bk}\cos(ak-d)+\cos d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\sin by+k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$
$$-\sin d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\cos by-k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty \frac{e^{-bx}\cos(ax+d)}{x+k}dx = \cos d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\cos by+k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$
$$-\sin d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\sin by-k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$

$$\int_0^\infty \frac{e^{-bx}\sin(ax+d)}{x+k}dx = \cos d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\sin by-k\cos by)}{y^2+k^2}dy$$
$$+\sin d\int_0^\infty \frac{e^{ay}(y\cos by+k\sin by)}{y^2+k^2}dy$$

Using the above relation, we get, finally, at $y=0$

$x>v_2t+a$	$v=0$
$v_2t+a>x>v_2t-a$	$v=\frac{1}{2}\cos k(x-v_2t)$
$v_2t-a>x>a>0$	$v=0$
$0>-a>x>-(v_2t-a)$	$v=0$
$-(v_2t-a)>x>-(v_2t+a)$	$v=\frac{1}{2}\cos k(x-v_2t)$
$-(v_2t+a)>x$	$v=0$

In this case, too, no change of wave forms can take place. This is illustrated in Fig. 2.

II. Waves in Dispersive Medium.

The true nature of the propagation of elastic waves in a dispersive medium is not yet completely known. We may expect that heterogeneity of the earth crust, gravitation, initial stress and stratification of layers cause dispersions. Bromwich was the first to point out the way in which the waves are dispersed, though slightly, in gravitating elastic medium. According to his investigation the velocity of propagation of the elastic waves in such a medium is approximately given by

$$V=V_0\left(1+0.213\frac{\lambda}{R}\right)$$

where

V_0=the velocity in a non-gravitating medium,

λ=wave length,

R=radius of the Earth.

Now the author's intention is not to study the nature of the dispersion; but he aims to know the behaviour of waves in the dispersive medium. Thus, for the sake of simplicity, adopting Bromwich's dispersion formula,[1] the propagation of a disturbance in dispersive medium is dealt with in the following examples.

Accordingly the velocity of progagation, throughout this section, is written by.

$$v_2=v_0\left(1+\frac{\alpha}{f}\right)$$

where v_0=the velocity of propagation of very small wave length,

$\frac{2\pi}{f}$=wave length

α=a constant for a given medium.

The elementary solution of the wave motion, when the principal part is selected, is written by the type

$$\cos(fx-fv_2t)$$

The group velocity of this system is expressed by

$$\frac{d(fv_2)}{df}=v_0$$

The general expressions for the components of displacement of the surface waves are given

$$v=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_2t(-1.35e^{-.847fy}+2.35e^{-.393fy})\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(\lambda)\cos f(x-\lambda)\,d\lambda$$

$$u=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_2t(1.61e^{-.847fy}-0.92e^{-.393fy})\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(\lambda)\sin f(x-\lambda)\,d\lambda$$

in which $\varphi(\lambda)$ is the distribution of the vertical displacement of the surface at $t=0$.

If $\varphi(\lambda)=C$ for $a>x>-a$, we get after a few operations,

(1) Proc. London Math. Soc. Vol. 30 (1898)

$$v=\frac{C}{2\pi}\Big[-1.35\cos\alpha v_0t\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_0t}{.847y}+\tan^{-1}\frac{a+x-v_0t}{.847y}$$
$$-\tan^{-1}\frac{x-a-v_0t}{.847y}-\tan^{-1}\frac{x-a+v_0t}{.847y}\Big\}$$
$$+2.35\cos\alpha v_0t\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_0t}{.393y}+\tan^{-1}\frac{a+x-v_0t}{.393y}$$
$$-\tan^{-1}\frac{x-a-v_0t}{.393y}-\tan^{-1}\frac{x-a+v_0t}{.393y}\Big\}$$
$$-\frac{1.35}{2}\sin\alpha v_0t\log\frac{\{(.847y)^2+(a+x-v_0t)^2\}\{(.847y)^2+(x-a+v_0t)^2\}}{\{(.847y)^2+(a+x+v_0t)^2\}\{(.847y)^2+(x-a-v_0t)^2\}}$$
$$+\frac{0.92}{2}\sin\alpha v_0t\log\frac{\{(.393y)^2+(a+x-v_0t)^2\}\{(.393y)^2+(x-a+v\,t)^2\}}{\{(.393y)^2+(a+x+v_0t)^2\}\{(.393y)^2+(x-a-v_0t)^2\}}$$

$$u=\frac{C}{2\pi}\Big[-1.35\frac{\cos\alpha v_0t}{2}\log\frac{\{(.847y)^2+(x-a+v_0t)^2\}\{(.847y)^2+(x-a-v_0t)^2\}}{\{(.847y)^2+(x+a+v_0t)^2\}\{(.847y)^2+(x+a-v_0t)^2\}}$$
$$+0.92\frac{\cos\alpha v_0t}{2}\log\frac{\{(.393y)^2+(x-a+v_0t)^2\}\{(.393y)^2+(x-a-v_0t)^2\}}{\{(.393y)^2+(x+a+v_0t)^2\}\{(.393y)^2+(x+a-v_0t)^2\}}$$
$$-1.35\sin\alpha v_0t\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_0t}{.847y}-\tan^{-1}\frac{a+x-v_0t}{.847y}$$
$$-\tan^{-1}\frac{a-x+v_0t}{.847y}+\tan^{-1}\frac{a-x-v_0t}{.847y}\Big\}$$
$$+0.92\sin\alpha v_0t\Big\{\tan^{-1}\frac{a+x+v_0t}{.393y}-\tan^{-1}\frac{a+x-v_0t}{.393y}$$
$$-\tan^{-1}\frac{a-x+v_0t}{.393y}+\tan^{-1}\frac{a-x-v_0t}{.393y}\Big\}\Big]$$

By computing this we find that the waves are gradually deformed in propagation through the medium. An example is illustrated in Fig. 3.

If $\varphi(\lambda)=\cos k\lambda$ for $a>x>-a$, we have

$$v=\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty\cos\alpha v_0t\,(-1.35e^{-.847fy}+2.35e^{-.393fy})\Big\{\frac{\sin(f\overline{x+a+v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$+\frac{\sin(f\overline{x+a-v_0t}+ka)}{f+k}+\frac{\sin(f\overline{a-x+v_0t}+ka)}{f+k}+\frac{\sin(f\overline{a-x-v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$+\frac{\sin(f\overline{a-x+v_0t}-ka)}{f-k}+\frac{\sin(f\overline{a-x-v_0t}-ka)}{f-k}+\frac{\sin(f\overline{x+a+v_0t}-ka)}{f-k}$$
$$+\frac{\sin(f\overline{a+x-v_0t}-ka)}{f-k}\Big\}df$$

$$+\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty \sin\alpha v_0 t(-1.35e^{-.847fy}+2.35e^{-.393fy})\Big\{\frac{\cos(f\overline{x+a+v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$-\frac{\cos(f\overline{x+a-v_0t}+ka)}{f+k}+\frac{\cos(f\overline{a-x+v_0t}+ka)}{f+k}-\frac{\cos(f\overline{a-x-v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$+\frac{\cos(f\overline{a-x+v_0t}-ka)}{f-k}-\frac{\cos(f\overline{a-x-v_0t}-ka)}{f-k}+\frac{\cos(f\overline{a+x+v_0t}-ka)}{f-k}$$
$$-\frac{\cos(f\overline{a+x-v_0t}-ka)}{f-k}\Big\}df$$

$$u=\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty \cos\alpha v_0 t(1.61e^{-.847fy}-0.92e^{-.393fy})\Big\{-\frac{\cos(f\overline{x+a+v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$+\frac{\cos(f\overline{a+x-v_0t}+ka)}{f+k}+\frac{\cos(f\overline{a-x+v_0t}+ka)}{f+k}+\frac{\cos(f\overline{a-x-v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$-\frac{\cos(f\overline{a+x+v_0t}-ka)}{f-k}-\frac{\cos(f\overline{a-x-v_0t}-ka)}{f-k}+\frac{\cos(f\overline{x+a+v_0t}-ka)}{f-k}$$
$$+\frac{\cos(f\overline{a+x-v_0t}-ka)}{f-k}\Big\}df$$
$$+\frac{1}{4\pi}\int_0^\infty \sin\alpha v_0 t(1.61e^{-.847fy}-0.92e^{-.393fy})\Big\{\frac{\sin(f\overline{a+x+v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$-\frac{\sin(f\overline{a+x-v_0t}+ka)}{f+k}-\frac{\sin(f\overline{a-x+v_0t}+ka)}{f+k}-\frac{\sin(f\overline{a-x-v_0t}+ka)}{f+k}$$
$$+\frac{\sin(f\overline{a+x+v_0t}-ka)}{f-k}-\frac{\sin(f\overline{a+x-v_0t}-ka)}{f-k}-\frac{\sin(f\overline{a-x+v_0t}-ka)}{f-k}$$
$$+\frac{\sin(f\overline{a-x-v_0t}-ka)}{f-k}\Big\}df$$

By applying the formulae in pages 110 and 111 and putting $y=0$, we get

i) $x>v_0t+a$

$$v=\frac{\sin\alpha v_0 t}{2\pi}[-\mathrm{Ci}\,kz_1\cos k(z_1-a)+\mathrm{Ci}\,kz_2\cos k(z_2-a)$$
$$-\mathrm{Ci}\,k\bar{z}_3\cos k(\bar{z}_3+a)+\mathrm{Ci}\,k\bar{z}_4\cos k(\bar{z}_4+a)$$
$$-\mathrm{Si}\,kz_1\sin k(z_1-a)+\mathrm{Si}\,kz_2\sin k(z_2-a)$$
$$-\mathrm{Si}\,k\bar{z}_3\sin k(\bar{z}_3+a)+\mathrm{Si}\,k\bar{z}_4\sin k(\bar{z}_4+a)]$$

where $z_1=x+v_0t+a$, $z_2=x-v_0t+a$, $\bar{z}_3=x-v_0t-a$, $\bar{z}_4=x+v_0t-a$

and $$\mathrm{Ci}\,u=-\int_u^\infty\frac{\cos u}{u}du \qquad \mathrm{Si}\,u=\int_0^\infty\frac{\sin u}{u}du$$

ii) $v_0t+a>x>vt-a$

$$v=\frac{1}{2}\cos(kx-\overline{k+\alpha}v_0t)$$
$$+\frac{\sin\alpha v_0t}{2\pi}[-\mathrm{Ci}\,kz_1\cos k(z_1-a)+\mathrm{Ci}\,kz_2\cos k(z_2-a)$$
$$-\mathrm{Ci}\,kz_3\cos k(z_3-a)+\mathrm{Ci}\,k\bar{z}_4\cos k(\bar{z}_4+a)$$
$$-\mathrm{Si}\,kz_1\sin k(z_1-a)+\mathrm{Si}\,kz_2\sin k(z_2-a)$$
$$-\mathrm{Si}\,kz_3\sin k(z_3-a)+\mathrm{Si}\,k\bar{z}_4\sin k(\bar{z}_4+a)]$$

where $z_1=x+v_0t+a$, $z_2=x-v_0t+a$, $z_3=v_0t-x+a$, $\bar{z}_4=x+v_0t-a$

iii) $v_0t-a>x$

$$v=\frac{\sin\alpha v_0t}{2\pi}\cos ka\Big[-\mathrm{Ci}\,kz_1\cos kz_1+\mathrm{Ci}\,k\bar{z}_2\cos k\bar{z}_2-\mathrm{Ci}\,kz_3\cos kz_3+\mathrm{Ci}\,k\bar{z}_4\cos k\bar{z}_4$$
$$+\Big(\frac{\pi}{2}-\mathrm{Si}\,kz_1\Big)\sin kz_1-\Big(\frac{\pi}{2}-\mathrm{Si}\,k\bar{z}_2\Big)\sin k\bar{z}_2$$
$$+\Big(\frac{\pi}{2}-\mathrm{Si}\,kz_3\Big)\sin kz_3-\Big(\frac{\pi}{2}-\mathrm{Si}\,k\bar{z}_4\Big)\sin k\bar{z}_4\Big]$$

where $z_1=x+v_0t+a$, $\bar{z}_2=v_0t-x-a$, $z_3=v_0t-x+a$, $\bar{z}_4=v_0t+x-a$

These solutions tell the fact that, while the disturbed portion is propagated with the group velocity without the change in its length, the harmonic form of the oscillatory profile proceeds with the velocity peculiar to the apparent length of the waves. Fig. 4 is illustrated as an example. This is an important fact for practical seismology, as suggested by Gutenberg.[1] Each phase observed in seismogram may be due to the group velocity above given. In our case the equation to determine the group velocity has one derivative, so that only one group is possible; when the equation in question has a number of derivatives, we obtain many phases as often found in seismic obervations. As the waves with the oscillatory nature progress with a certain velocity different from that of the disturbed portion and disappear at the leading part of that portion, the law of "pull and push" in seismology is not applicable to the waves propagated in a dispersive medium. Apart from these facts, an equally important fact is the existence of very feeble but long tilting waves at the front of seismic waves, as observed by Professor Imamura,[2] though such waves

(1) loc. cit. p. 108. In the analysis by the present author, only the case, that the group velocity is less than the phase velocity, is taken.

(2) loc. cit., ante p. 108.

given by the mathematics are not of just the same nature as those actually observed.

III. Waves in a Visco-Elastic Medium.

The propagation of waves in visco-elastic bodies has been investigated in the preceding Bulletin, and we shall be contented here with a simple example of a discontinuous disturbance propagated in an infinitely extended visco-elastic medium.

The expression of dilatational waves is given by

$$u=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_1t\,e^{-w_1f^2t}\int_{-\infty}^{\infty}\varphi(\lambda)\cos f(x-\lambda)d\lambda$$

where v_1=velocity of dilatational waves and $w_1=\dfrac{\lambda'+2\mu'}{2\rho}$

If the initial disturbance is given by $\varphi(\lambda)=C$ for $a>x>-a$, we have

$$u=\frac{1}{\pi}\int_0^\infty df\cos fv_1t\,e^{-w_1f^2t}\int_{-a}^{a}C\cos f(x-\lambda)d\lambda$$

From this, we get

$$u=\frac{C}{2\pi}\int_0^\infty\frac{e^{-w_1f^2t}}{f}\{\sin f(x+a-v_1t)-\sin f(x-a-v_1t)$$
$$+\sin f(x+a+v_1t)-\sin f(x-a+v_1t)\}df$$

Now

$$\int_0^\infty e^{-hx^2}\frac{\sin kx}{x}dx=\frac{1}{2}\sqrt{\frac{\pi}{h}}\int_0^k e^{-\frac{k^2}{4h}}dk$$
$$=\sqrt{\pi}\int_0^{\frac{k}{2\sqrt{h}}}e^{-\left(\frac{k}{2\sqrt{h}}\right)^2}d\left(\frac{k}{2\sqrt{h}}\right)$$
$$=\sqrt{\pi}\int_0^x e^{-x^2}dx\quad\text{where } x=\frac{k}{2\sqrt{h}}$$

so that

$$u=\frac{C}{2\sqrt{\pi}}\left[\int_0^{x_1}e^{-\alpha^2}d\alpha-\int_0^{x_2}e^{-\alpha^2}d\alpha+\int_0^{x_3}e^{-\alpha^2}d\alpha-\int_0^{x_4}e^{-\alpha^2}d\alpha\right]$$

where

$$x_1=\frac{x+a-v_1t}{2\sqrt{w_1t}}\quad x_2=\frac{x-a-v_1t}{2\sqrt{w_1t}}\quad x_3=\frac{x+a+v_1t}{2\sqrt{w_1t}}\quad x_4=\frac{x-a+v_1t}{2\sqrt{w_1t}}$$

The result of evaluation is illustrated in Fig. 5. This shows that, however sharp the initial form of disturbance may be, its forms become gradually flat

and long; thereby the condition of continuity is naturally satisfied.

A more complicated case in which many of the simple types as given in the above example are combined, is shown in Fig. 6.

Résumé.

We have thus obtained some results having practical importance on the seismology by the use of Fourier's double integral theorems; the principal results are enumerated as follows:—

1. Waves with limited extent in a perfectly elastic body are propagated without change of the type.

2. Waves with limited extent in a dispersive body are propagated with modification of the type.

3. Waves having a group velocity in a dispersive medium are propagated with this velocity, keeping the original extent of the disturbance constant.

4. The oscillatory forms in the above problem are propagated with a velocity peculiar to the wave length of the oscillatory part. The oscillatory nature disappears at the extreme ends of the disturbed portion.

5. In some dispersive waves very feeble but long tilting waves lead the train of oscillatory waves.

6. In analysing the phases in seismic records the nature of waves with a limited extent in dispersive solid body should be taken into consiedration.

7. The law of "pull and push" in seismology is not applicable to the propagation of waves in a dispersive medium.

8. However sharp the initial form of disturbance may be, the pulses in visco-elastic bodies gradually flatten.

In concluding this paper the author's sincere thanks are due to Professors Suyehiro and Fujiwhara for their kind suggestions and advices.

October 1927.

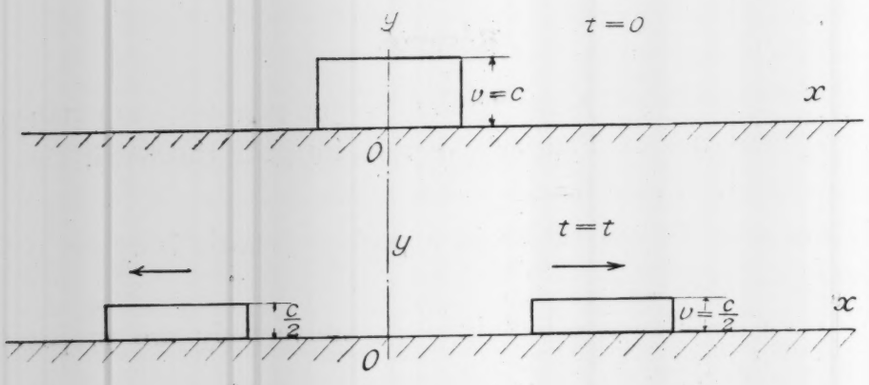


Fig. 1.

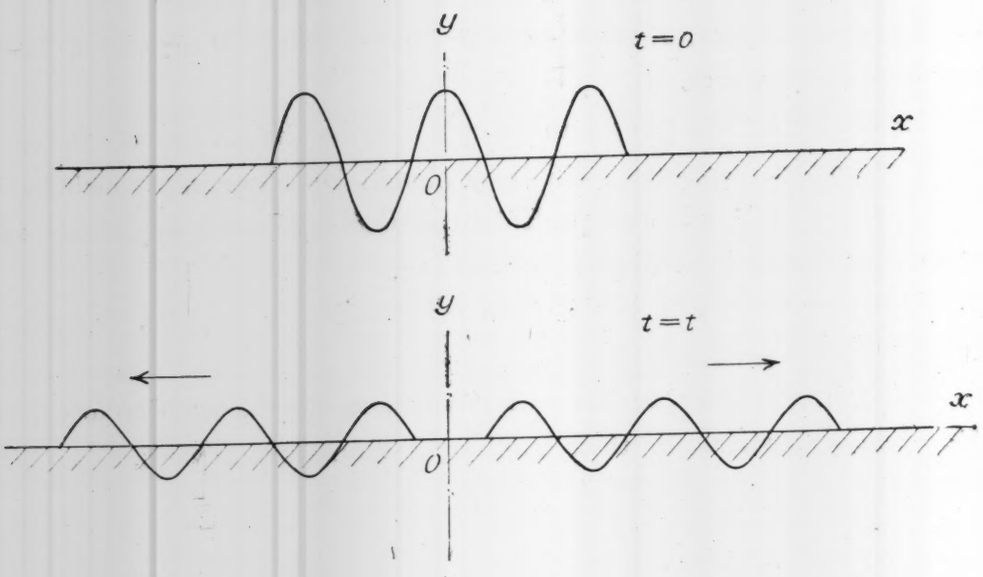


Fig. 2.

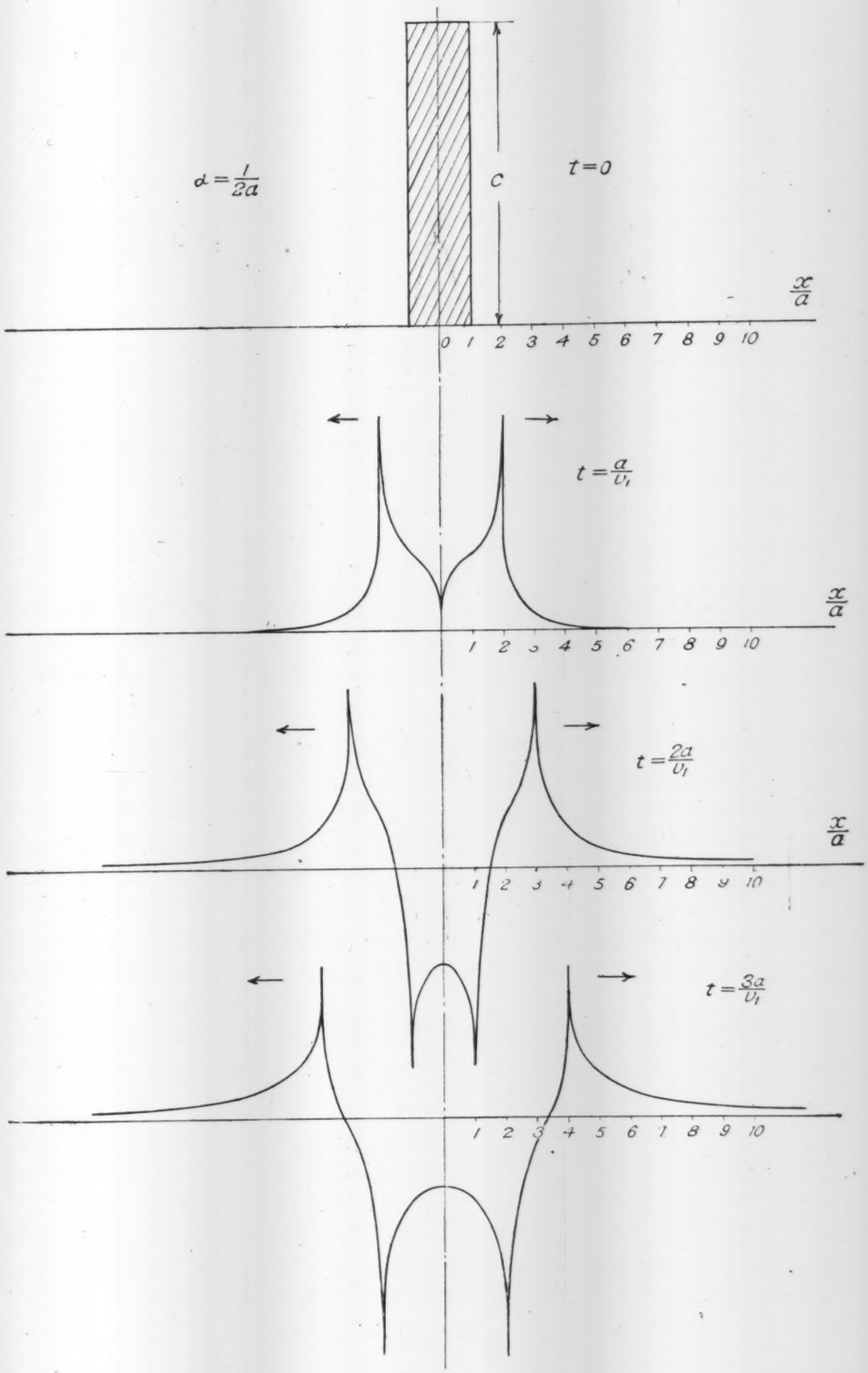

$\alpha = \frac{1}{2a}$
C
$t = 0$
$\frac{x}{a}$
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
$t = \frac{a}{v_1}$
$\frac{x}{a}$
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
$t = \frac{2a}{v_1}$
$\frac{x}{a}$
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
$t = \frac{3a}{v_1}$
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Fig. 3.

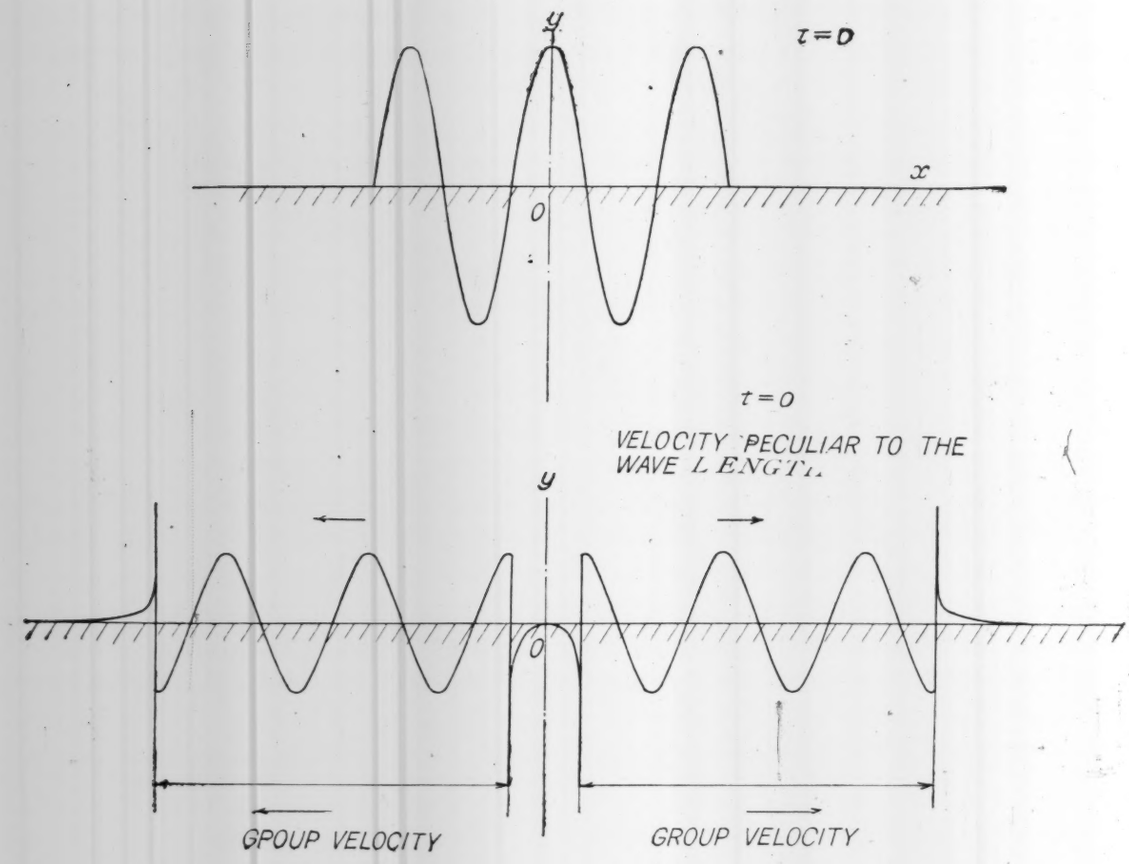

y
τ=0
x
0
τ=0
VELOCITY PECULIAR TO THE
WAVE LENGTH
y
0
GPOUP VELOCITY
GROUP VELOCITY

Fig. 4.

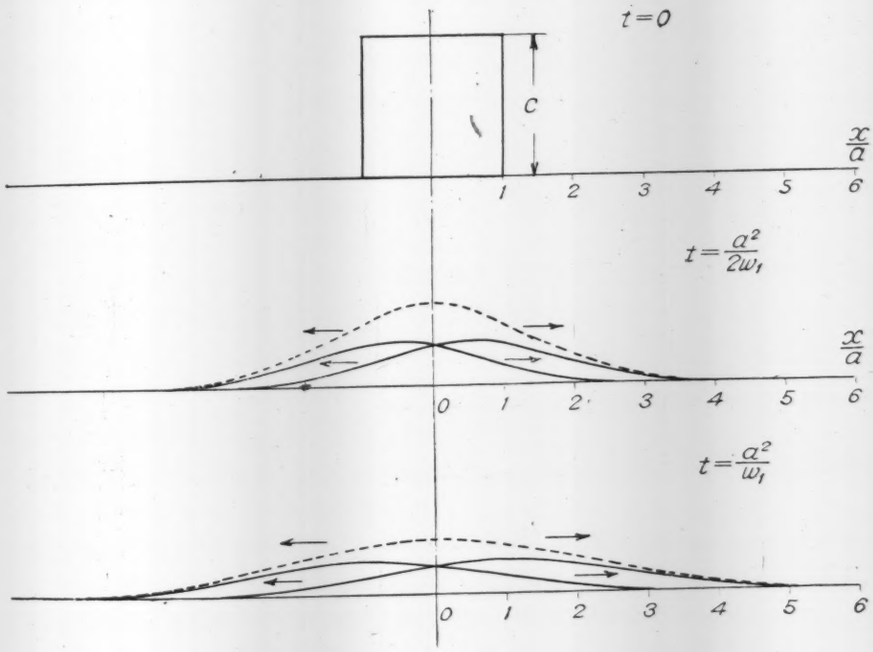

t=0
$\frac{v_1 a}{w_1}=1$
c
$\frac{x}{a}$
1 2 3 4 5 6
$t=\frac{a^2}{2w_1}$
$\frac{x}{a}$
0 1 2 3 4 5 6
$t=\frac{a^2}{w_1}$
0 1 2 3 4 5 6

Fig. 5.

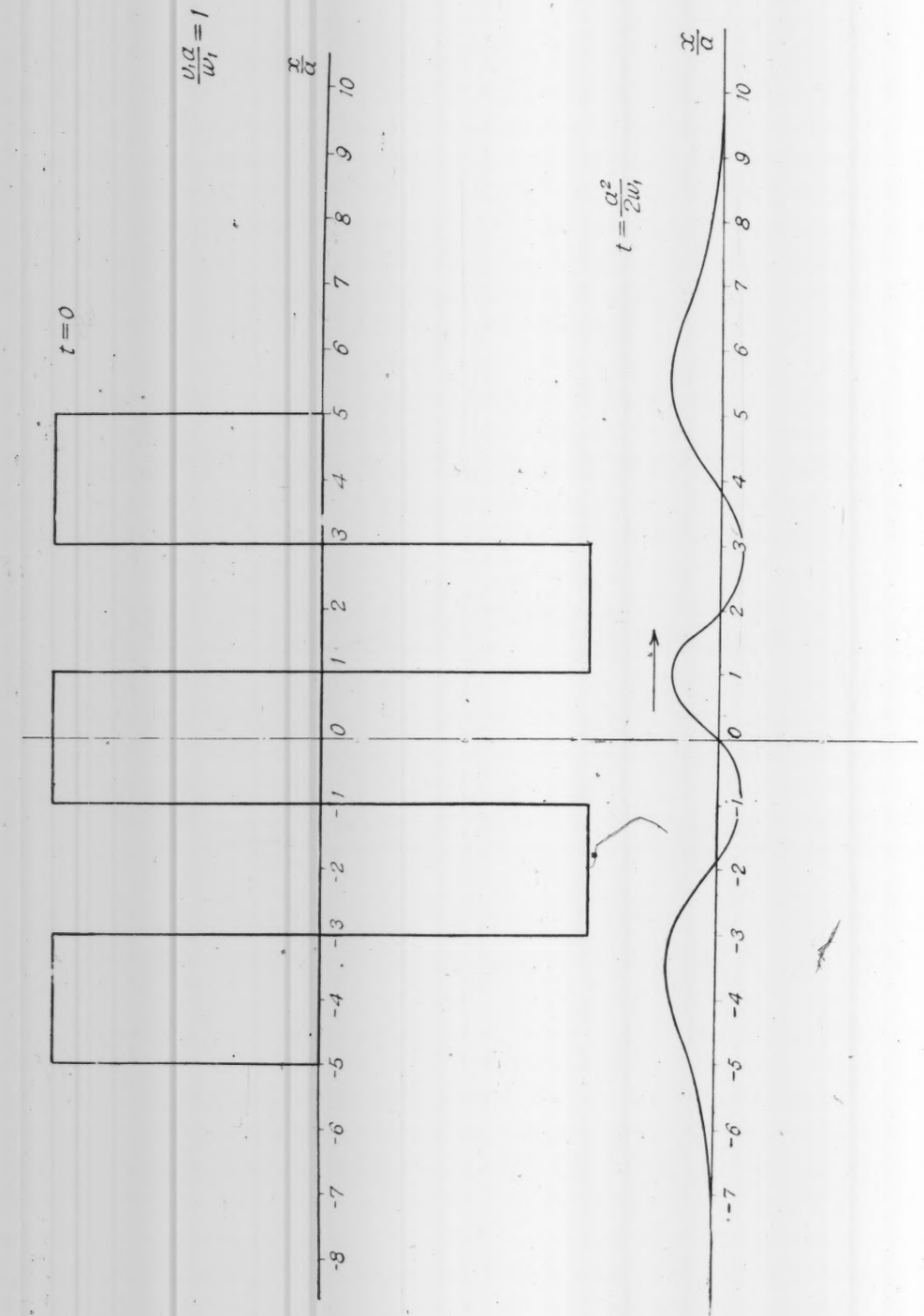


Fig. 6.

The Reflection of the Elastic Waves generated from an Internal Point of a Sphere.

By

Katsutada SEZAWA.

Earthquake Research Institute.

球の內部の點から起る彈性波の反射

所員　妹　澤　克　惟

平面彈性波が地表面で反射する理論はケルビンやノットによつて既に論じられて居るが、この論文では其延長として球の內部の一點から起つた彈性波が其曲面で反射する場合を考へた。

計算の方法として調和函數の級數を用ひ、又問題を簡易にする爲に重力の影響を看過し、彈性及び密度を均等として取扱つた。重力の影響を看過する事は地球の場合にも大して問題にならぬであらうが、物質の性質を均等と考へる事は、事實上不合理であるかも知れぬ。しかしこの樣な單純な場合から計算を推し進める事は理論上の研究としては反て好都合であり、又彈性論其れ自身の進歩にも幾分效果があるであらう。

問題は內部の點が縱波のみ送り出す場合と、橫波のみ送り出す場合の二種類が論じてある。理論的に面白い事項を摘錄すれば

1. 調和函數の級數を用ひる事によつて複雜な問題が比較的簡單に取扱はれる。
2. 球の內部の點から起る彈性波が球面で反射する性質は、平面境界の場合と同じである。反射波が一般に橫波と縱波とから成る事も同樣である。
3. 波長が極めて小さい時は球面の變位は簡單な形で表はされる。
4. 橫波が反射して橫波のみを生ずる場合は、極大變位の球帶が波動源央に對して或緯緯を持ち、其つ源の深さによつて其位置が變る。
5. 橫波の反射の爲に起る表面の變位はラブ波の傳播に非常に寄與する。

The theory of the reflection of plane elastic waves on the flat surface of solid bodies has been investigated very exhaustively by Lord Kelvin and C. G. Knott.[1] The extended case, that the elastic waves generated from an internal point of a sphere are reflected on on its surface, has not yet been studied. As the recent observations reveals that the focal depths of earthquakes are sometimes very large, it becomes urgent to discover the extension of the existing theory of reflection to that on a spherical surface. Although the

(1) Phil. Mag. July 1899.

variations of the nature of the materials composing the Earth crust and of the intensity of gravity with the radial distance from the centre of the Earth are more or less effective, yet in the present problem a non-gravitating and isotropic sphere has been taken for the sake of simplicity. Such a simplified investigation is worth while in the sense that it tells how the reflection depends upon the geometrical forms of the elastic bodies. Moreover, as the effect of the gravity on the propagation of elastic waves in the Earth is insignificant and the variation of the materials is slight, the result obtained by the present investigation may not be far from the truth. Further, apart from its importance in connection with the seismology, the problem itself has an important bearing on the theory of elasticity.

The present investigation consists of two sections: the first deals with the reflection of dilatational waves and the second gives that of a certain type of distortional waves generated from a point.

I. Dilatational Waves from an Internal Point.

The expressions for primary waves, when they are dilatational, are given by

$$\Delta=\frac{A}{\sqrt{h}}\frac{H^{(1)}_{\frac{1}{2}}(hR)}{\sqrt{R}}e^{-ipt} \qquad (1)$$

where $\Delta=\frac{1}{R}\frac{\partial(RU)}{\partial R}$, $\frac{2\pi}{p}$=period of waves,

$h^2=\frac{\rho p^2}{\lambda+2\mu}$,

$\frac{2\pi}{h}$=wave length,

R=radial distance from the origin 0_1,

U=radial displacement relative to 0_1.

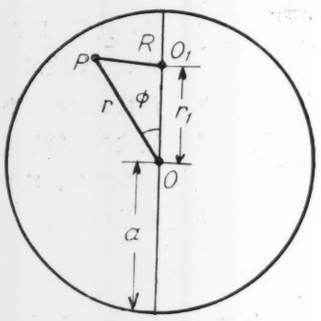


Fig. a.

Now

$$\frac{H^{(1)}_{\frac{1}{2}}(hR)}{\sqrt{hR}}=\sqrt{2\pi}\sum_{m=0}^{\infty}\left(m+\frac{1}{2}\right)\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)}{\sqrt{hr}}\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(hr_1)}{\sqrt{hr_1}}P_m(\cos\varphi) \qquad (2)$$

where $R^2=r^2+r_1^2-2rr_1\cos\varphi$

so that $\Delta=\frac{A\sqrt{2\pi}}{\sqrt{h}}\sum_{m=0}^{\infty}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)}{\sqrt{r}}\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(hr_1)}{\sqrt{hr_1}}P_m(\cos\varphi)\,e^{-ipt}$

and the radial and colatitudinal displacements relative to the centre of the sphere, 0, are expressed by

$$\left.\begin{aligned} u_0 &= -\frac{A\sqrt{2\pi}}{h^{\frac{5}{2}}}\sum_{m=0}^{\infty}\left(m+\frac{1}{2}\right)\frac{d}{dr}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)}{\sqrt{r}}\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(hr_1)}{\sqrt{hr_1}}P_m(\cos\varphi)\,e^{-ipt} \\ v_0 &= -\frac{A\sqrt{2\pi}}{h^{\frac{5}{2}}}\sum_{m=1}^{\infty}\left(m+\frac{1}{2}\right)\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)}{r^{\frac{3}{2}}}\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(hr_1)}{\sqrt{hr_1}}\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-ipt} \end{aligned}\right\} \quad (3)$$

The expressions of the reflected waves are given by

$$\left.\begin{aligned} \Delta' &= \sum_{m=0}^{\infty}\frac{B_m}{\sqrt{hr}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)P_m(\cos\varphi)\,e^{-ipt} \\ 2\varpi' &= \sum_{m=1}^{\infty}\frac{C_m}{\sqrt{kr}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(kr)\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-ipt} \\ u_1 &= -\sum_{m=0}^{\infty}\frac{B_m}{h^{\frac{5}{2}}}\frac{d}{dr}\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)}{\sqrt{r}}P_m(\cos\varphi)\,e^{-ipt} \\ v_1 &= -\sum_{m=1}^{\infty}\frac{B_m}{h^{\frac{5}{2}}r^{\frac{3}{2}}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(hr)\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-ipt} \\ u_2 &= -\sum_{m=1}^{\infty}\frac{C_m m(m+1)}{k^{\frac{5}{2}}r^{\frac{3}{2}}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(kr)P_m(\cos\varphi)\,e^{-ipt} \\ v_2 &= -\sum_{m=1}^{\infty}\frac{C_m}{k^{\frac{5}{2}}r}\frac{d}{dr}\sqrt{r}\,H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(kr)\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-ipt} \end{aligned}\right\} \quad (4)$$

where $k^2=\dfrac{\rho p^2}{\mu}$

Δ', ϖ' = reflected dilatational and distortional waves,

u_1, v_1 = radial and colatitudinal components of displacement corresponding to Δ',

u_2, v_2 = radial and colatitudinal components of displacement corresponding to ϖ'.

On the surface, $r=a$, we have

$$\left.\begin{aligned} &\lambda(\Delta+\Delta')+2\mu\frac{\partial}{\partial a}(u_0+u_1+u_2)=0 \\ &\frac{\partial}{\partial a}(v_0+v_1+v_2)-\frac{1}{a}(v_0+v_1+v_2)+\frac{1}{a}\frac{\partial}{\partial\theta}(v_0+u_1+u_2)=0 \end{aligned}\right\} \quad (5)$$

From (3), (4) and (5), we get

$$\left.\begin{aligned}
&A\sqrt{2\pi}\left(m+\frac{1}{2}\right)\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(hr_1)}{\sqrt{hr_1}}\left[\lambda\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}-2\mu\frac{d^2}{d(ha)^2}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}\right]\\
&+B_m\left[\lambda\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}-2\mu\frac{d^2}{d(ha)^2}\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}\right]\\
&\qquad -C_m m(m+1)2\mu\frac{d}{d(ka)}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ka)}{(ka)^{\frac{3}{2}}}=0\\
&A\sqrt{2\pi}\left(m+\frac{1}{2}\right)\left[\frac{d}{d(ha)}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{(ha)^{\frac{3}{2}}}-\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{(ha)^{\frac{5}{2}}}\right.\\
&\qquad\left.+\frac{1}{(ha)}\frac{d}{d(ha)}\frac{H^{(1)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}\right]\\
&+B_m\left[\frac{d}{d(ha)}\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{(ha)^{\frac{3}{2}}}-\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{(ha)^{\frac{5}{2}}}+\frac{1}{(ha)}\frac{d}{d(ha)}\frac{H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ha)}{\sqrt{ha}}\right]\\
&+C_m\left[\frac{d}{d(ka)}\frac{1}{(ka)}\frac{d}{d(ka)}\sqrt{ha}\,H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ka)\right.\\
&\qquad\left.-\frac{1}{(ka)^2}\frac{d}{d(ka)}\sqrt{ka}\,H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ka)+\frac{m(m+1)}{(ka)^{\frac{5}{2}}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(ka)\right]=0
\end{aligned}\right\}\quad(6)$$

The expressions (4) together with the values of constants, B_m and C_m, determined by the above equations (6), give both kinds of reflected waves.

For relatively large values of ha, ka and hr_1, we get approximately,

$$\left.\begin{aligned}
B_m&\doteqdot-\frac{2}{hr_1}A\cos\left(hr_1-\frac{m+1}{2}\pi\right)\left(m+\frac{1}{2}\right)e^{i(2ha-\overline{m+1}\pi)}\\
C_m&=\frac{4ika}{hr_1(ha)^2}A\cos\left(hr_1-\frac{m+1}{2}\pi\right)\left(m+\frac{1}{2}\right)e^{i(ha+ka-\overline{m+1}\pi)}
\end{aligned}\right\}\quad(7)$$

and, from (3), (4) and (7), the solutions of displacement on $r=a$ is given by

$$\left.\begin{aligned}
u&\doteqdot-\frac{2A}{h^{\frac{5}{2}}}\frac{d}{da}\frac{H^{(1)}_{\frac{1}{2}}(hR)}{\sqrt{R}}e^{-ipt}\\
v&\doteqdot\frac{2A}{(ka)h^{\frac{5}{2}}}\frac{d^2}{dad\varphi}\frac{H^{(1)}_{\frac{1}{2}}(hR)}{\sqrt{R}}e^{-ipt}
\end{aligned}\right\}\quad(8)$$

where $\qquad R=\sqrt{a^2+r_1^2-2ar_1\cos\varphi}$

This solution seems to be easily evaluated from the expression of the primary waves given by (1); but, without the expressions of the reflected waves, the analytical determination of the surface displacement will be impossible.

The distribution of u and v on the surface of the sphere thus determined for the case $r_1=a/2$ is illustrated in Fig. I. The results well conform with those for the reflection of the plane waves at the plane boundary.

It is to be noted that, though the problem of the reflection of waves should be attacked by assuming the surface of virtual origins[1] at the external region of the sphere, the author has studied the problem in a form consisting of series of harmonic functions. The application of virtual origins in the present problem is very difficult as the reflected waves are composed of dilatational and distortional waves.

II. Distortional Waves from an Internal Point.

The equation of motion of the primary waves are expressed by

$$\frac{\rho}{\mu}\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}=\frac{\partial^2 w}{\partial R^2}+\frac{2}{R}\frac{\partial w}{\partial R}-\frac{2}{R^2}w+\frac{1}{R^2}\left\{\frac{\partial^2 w}{\partial \theta^2}+\frac{\partial w}{\partial \theta}\cot\theta+w(1-\cot^2\theta)\right\}=0 \quad (1)$$

where w is the azimuthal displacement.

The distortional waves, which are generated from a point oscillating about a line passing through that point and the centre of the sphere, are given by putting $n=1$ in the solution of (1) as follows:—

$$w=\frac{A}{\sqrt{R}}H_{\frac{3}{2}}^{(1)}(kR)\sin\theta\, e^{-ipt} \quad (2)$$

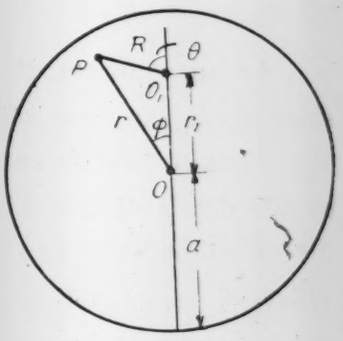


Fig. b.

where $R^2=r^2+r_1^2-2rr_1\cos\varphi$

or
$$w=\frac{A}{R^{\frac{3}{2}}}H_{\frac{3}{2}}^{(1)}(kR)r\sin\varphi\, e^{-ipt} \quad (3)$$

Now

$$\frac{H_{\frac{3}{2}}^{(1)}(kR)}{(kR)^{\frac{3}{2}}}=\sqrt{2\pi}\sum_{m=0}^{\infty}\left(m+\frac{3}{2}\right)\frac{H_{m+\frac{3}{2}}^{(1)}(kr)}{(kr)^{\frac{3}{2}}}\frac{J_{m+\frac{1}{2}}(kr_1)}{(kr_1)^{\frac{3}{2}}}\frac{dP_m(\cos\varphi)}{-\sin\varphi d\varphi} \quad (4)$$

(1) Professor Nagaoka's advice.

so that

$$w=-A\sqrt{2\pi}\sum_{m=0}^{\infty}\left(m+\frac{3}{2}\right)\frac{H^{(1)}_{m+\frac{3}{2}}(kr)}{\sqrt{r}}\,\frac{J_{m+\frac{3}{2}}(kr_1)}{(kr_1)^{\frac{3}{2}}}\,\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-i\mu t} \tag{5}$$

The reflected waves are purely distortional and expressed by

$$w'=\sum_{m=0}^{\infty}\frac{B_m}{\sqrt{r}}H^{(2)}_{m+\frac{1}{2}}(kr)\,\frac{dP_m(\cos\varphi)}{d\varphi}\,e^{-i\mu t} \tag{6}$$

The boundary condition on $r=a$ is written by

$$\frac{\partial(w+w')}{\partial a}-\frac{w+w'}{a}=0 \tag{7}$$

From (5), (6) and (7), we get

$$B_m=A\sqrt{2\pi}\left(m+\frac{3}{2}\right)\frac{J_{m+\frac{3}{2}}(kr_1)}{(kr_1)^{\frac{3}{2}}}\,\frac{d}{da}\,\frac{H^{(1)}_{m+\frac{3}{2}}(ka)}{a^{\frac{3}{2}}}\Big/\frac{d}{da}\,\frac{H^{(2)}_{m+\frac{3}{2}}(ka)}{a^{\frac{3}{2}}} \tag{8}$$

The approximate solution for relatively large values of ka and kr_1, is expressed by

$$B_m\doteqdot A\,(2m+3)\,(-i)\,\frac{\cos\left(kr_1-\frac{m+2}{2}\pi\right)}{(kr_1)^2} \tag{9}$$

and the surface displacement by

$$\left.\begin{aligned} w_{r=a}&\doteqdot\frac{2A}{R^{\frac{3}{2}}}H^{(1)}_{\frac{3}{2}}(kR)\,a\sin\varphi\,e^{-i\mu t}\\ \text{where}\qquad R&=\sqrt{a^2+r_1^2-2ar_1\cos\varphi}\end{aligned}\right\} \tag{10}$$

As an example, the case for $r_1=a/2$ is illustrated in Fig. II. The results show that, the zone of the maximum displacement of the surface is situated at a certain colatitudinal distance from the epicentre, though this distance varies as the depth of the origin.

A noteworthy fact is that the surface movement by such incidental and reflected waves well resembles that of Love-waves. Indeed, those waves which are taken to be Love-waves, may in somes cases be this surface movement.

Summary.

(1) When the primary waves are generated from an internal point of an elastic sphere, the nature of the reflection on the spherical surface is the same

as at the plane boundary. The reflected waves are, of course, composed of both dilatational and distortortional waves, even when the primary waves are purely dilatational.

(2) The expression of surface displacement are very simple if the wave length is sufficiently small compared with the radius of the Earth.

(3) In the case of the reflection of purely distortional waves, the zone of maximum displacement of the surface is situated at a certain colatitudinal distance from the epicentre, the distance varying as the depth of the origin.

(4) The reflection of the distortional waves has a close resemblance to the propagation of Love-waves.

In conclusion the author's thanks are due to Professor Nagaoka for his kind advice and suggestion, though the solution has not yet been extended to follow his advice through the inability of the author.

October 1927.

FIG. 1.

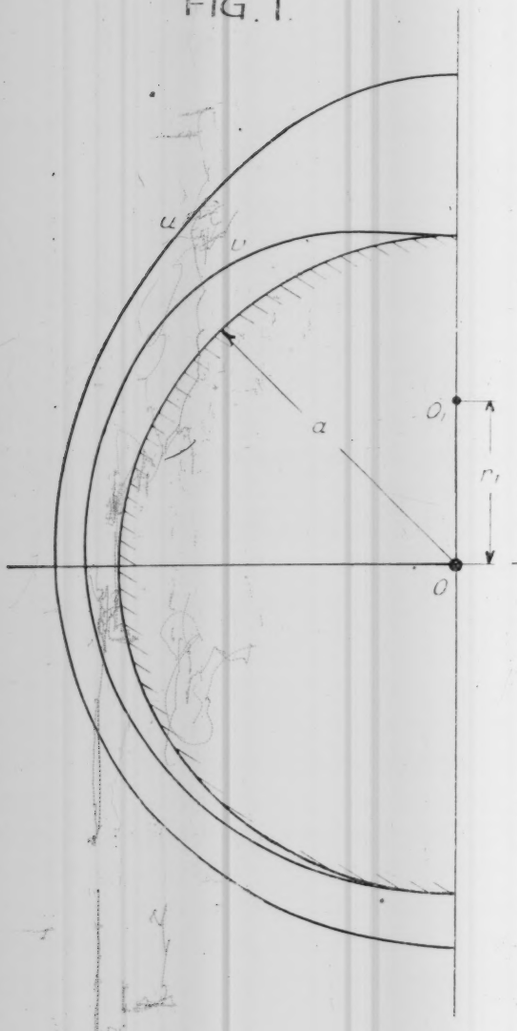
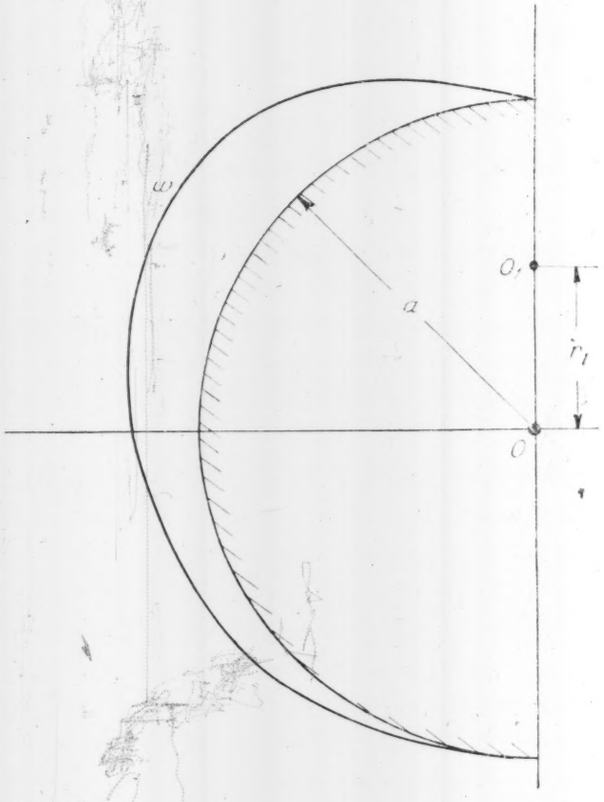


FIG. 2.



The Optical Analysis of Volcanic Rocks as a Means of studying their Genetical Relationship.

By

Seitarô TSUBOI.

火山岩成因上の關係を研究する一手段としての光學分析

所員 坪 井 誠 太 郎

先づ岩漿中に於ける結晶作用に就きて考究し同一成因系統の火山岩中に斑晶をなす斜長石と有色鑛物との成分の間に一定の共存關係の存すべきことを論じたり。而して實際の場合に就きて此の關係を求むるには有色鑛物の成分を決定するに困難あるが故に其の光學恒數を以て之を代表せしむることを提案せり。次に是に依りて得られたる諸火山岩の關係を例示しかゝる方法が火山岩成因系統の研究に有利なることを說けり。

Introduction.

The object of the present paper is to suggest a means of studying the genetical relationship of volcanic rocks. Its essential procedure is the optical determination of the porphyritic minerals that constitute the rocks; hence it may be called an "optical analysis" of volcanic rocks. It is based on the current view on the crystallization and differentiation of rock-magmas.

In the following pages, the basic principle will be first described, then the procedure necessary for the practical application of the principle, and finally, some actual examples of the results obtained by means of the optical analysis will be cited as illustrations of its utility in the genetical study of volcanic rocks.

Ideal Paragenic Relation of Felsic and Mafic Minerals in Volcanic Rocks.

Most of the important pyrogenic minerals are solid solutions with a wide range of chemical composition. In the course of crystallization of these minerals from a rock-magma, they react continually with the liquid in which they are immersed, whereby they suffer a continual change of composition, with a corresponding and reciprocal modification of the composition of the liquid.

When a calc-alkali magma cools, it is usual that the minerals of two distinct solid solution series—plagioclase and mafic mineral—undergo a parallel

separation from the magma. The early separated plagioclase is a calcic one, i. e. one comparatively rich in *An*, the higher-melting component; and as the crystallization proceeds it reacts with the residual liquid to become richer and richer in *Ab*, the lower-melting component. The early mafic mineral is also rich in the higher-melting component; but upon crystallization, it is continually modified in composition and becomes gradually enriched in the lower-melting component.(1)

The processes as outlined in the above are regarded as going on in magma-reservoirs. The igneous material in a reservoir is extruded intermittently at various stages of crystallization of the magma, and by its consolidation a volcanic rock comes into existence. The liquid portion of the igneous material solidifies as the groundmass of the rock; while the crystals formerly suspended in the liquid form the phenocrysts embedded in the groundmass. Then, the mutual correspondence in composition of the crystals of plagioclase and mafic mineral separating in the reservoir must be represented by the paragenic relation of the phenocrysts of these minerals in a series of volcanic rocks from that source. In the ideal case, where the effects of the above-mentioned processes are not disturbed, it is expected that an earlier mafic mineral associates with the more calcic plagioclase, and a later mafic mineral with the more sodic plagioclase.

This ideal paragenic relation may be shown by means of a graph. In Fig. 1, the compositions of porphyritic minerals of the plagioclase and mafic series are denoted respectively by the abscissae and the ordinates, the earlier members of each series being represented by the points closer to the origin, and the later members by those farther apart from the origin. Then, to each volcanic rock a point is assigned, indicating the compositions of the plagioclase and the mafic mineral that constitute the phenocrysts of the rock. In the ideal case, the points representing a series of volcanic rocks of one and the same genetical lineage are to be arranged along a certain ascending curve as shown in the figure. A

A diagram, as that in Fig. 1, which shows the paragenic relation of the minerals in rocks will be referred to, for simplicity, as a "paragenesis diagram."

The ideal relation represented by Fig. 1 is to be exhibited most typically when the cooling of the magma proceeds uniformly with perfect equilibrium and the sinking of the crystals is prevented. Such condition, however, may

(1) N. L. Bowen, Jour. Geol., Vol. XXX, 1922, pp. 177-198.

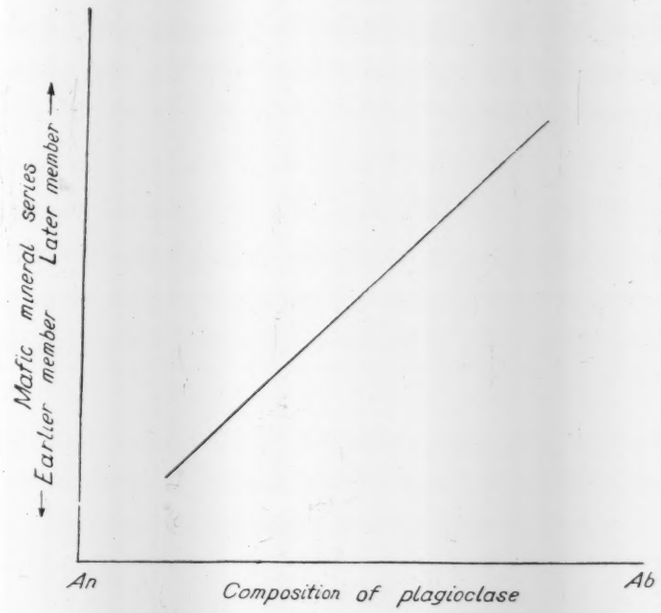


Fig. 1.—The ideal paragenic relation of porphyritic minerals in cognate volcanic rocks.

never be realized in the actual cases of the volcanic rock formation. There are a number of possible factors that may cause the disturbance in the ideal relation. But, in many cases, the effect of those disturbing factors may be slight, or at least not so great as to obliterate entirely the relation. Then, the relation may be utilized for tracing the genetical lineages of volcanic rocks.

On the basis of the principle detailed in the above, we are now to proceed to examine the actual paragenic relations between the two series of porphyritic minerals.

Use of the Optical Constants of Mafic Minerals for representing their Composition-Variation.

In order to make a paragenesis diagram for actual volcanic rocks, it is necessary to determine the compositions of plagioclase and mafic mineral that occur in association as phenocrysts in each of those rocks, and to fix the position of the point representing the rock.

In determining the compositions of the minerals for this purpose, chemical methods are not applicable in most cases, since the minerals in rocks are usually small in size and are not suitable in their quality for chemical analyses. Other methods must therefore be preferred.

Fortunately, the relation between the chemical compositions and the optical constants of plagioclases is well established; and the optical methods, such as

the dispersion method,[1] are applicable in determining their compositions. Therefore, the abscissa of the point for any rock in the paragenesis diagram can be found without difficulty.

On the other hand, the difficulty in determining the compositions of the mafic minerals arises from the fact that the data for most of these minerals are not sufficient to enable us to establish their compositions from their optical constants or any other properties that are readily determinable. Moreover, there is still another difficulty, even if their compositions were determinable. It is due to a lack of knowledge of the constitutional characters of the mafic minerals. For determining the ordinates of the point for each rock in the diagram, it is prerequisite to know, with regard to the mafic minerals, what components they consist of, and how the proportion of these components varies in the course of their crystallization. Unfortunately, however, little is known at present of these constitutional characters.

In order to eliminate the above-mentioned difficulties, it is proposed here to use the optical constants, instead of the chemical compositions, of the mafic

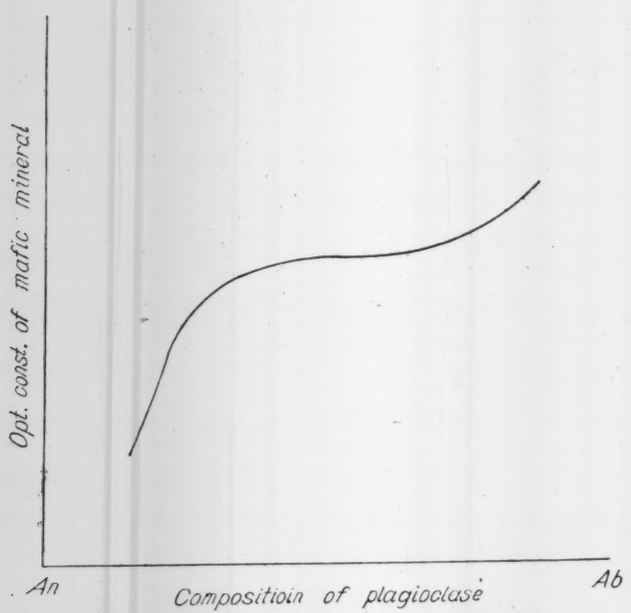


Fig. 2.—A paragenesis diagram, transformed from Fig. 1 by taking the optical constants of the mafic minerals as ordinates. Here the line has been drawn distorted, for it may differ in curvature from that in Fig. 1.

(1) S. Tsuboi, Miner. Mag. (London), Vol. XX, 1923, pp. 93-107.
S. Tsuboi, Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. I, Pt. 5, 1926 p. 146-152.

minerals in connection with the attempt to find the actual paragenic relations of porphyritic minerals. It is to be noted that what is essential for the purpose now in view is to trace, in whatever way (not necessarily in terms of chemical composition), the composition-variation of the mafic minerals. This can be effected by the use of their optical constants, since these vary continuously as their chemical compositions. Moreover, while there are difficulties in determining the chemical compositions, the optical constants are easily and accurately determinable even with such small crystals as occur commonly in rocks. It is for these reasons that the optical constants are preferably taken for the present purpose.

By the use of the optical constants of mafic minerals for representing their composition-variation the paragenesis diagram in Fig. 1 will be transformed into such one as in Fig. 2.

Actual Paragenic Relations of Porphyritic Minerals in some Volcanic Rocks.

We may now examine the actual paragenic relations of the porphyritic minerals in some volcanic rocks. As examples of such, the relations between plagioclases and monoclinic pyroxenes in the volcanic rocks of Idzu Islands, Fuji, Amagi, and Tokachi are given below in tabular form. Here, for representing the composition-variation of monoclinic pyroxenes the smaller refractive indices (for sodium light) in their cleavage-flakes, $n_{1D\,(110)}$, are taken.[1]

(1) S. Tsuboi, Jap. Jour. Geol. & Geogr., Vol. III, 1924, p. 24; Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II, Vol. I, Pt. 5, 1926, p. 156.

The refractive indices ($n_1 < n_2$) in a cleavage-flake parallel to (110) of a monoclinic pyroxene are:

$$\left.\begin{aligned} n_1^2 &= \frac{2\gamma^2\alpha^2}{(\gamma^2+\alpha^2)+(\gamma^2-\alpha^2)\cos(\psi-\psi')} \\ n_2^2 &= \frac{2\gamma^2\alpha^2}{(\gamma^2+\alpha^2)+(\gamma^2-\alpha^2)\cos(\psi+\psi')} \end{aligned}\right\}$$

in which

$$\left.\begin{aligned} \cos\psi &= -\sin(\Omega-\delta)\sin K \\ \cos\psi' &= \sin(\Omega+\delta)\sin K \end{aligned}\right\}$$

where Ω is the angle between Z and one of the optic binormals, δ is the angle $Z \wedge c$, and K is the angle between the normals to (110) and to the optical plane (010).

The refractive indices in the cleavage-flakes can be found more easily than the principal refractive indices, and are just as characteristic of each member of the mineral series.

TABLE I.[1]

Rocks		Plagioclases	Monoclinic pyroxenes $n_{1D(110)}$
Idzu Islands and Fuji	No. 1	Ab_{15} An_{85}	1.686(5)
	No. 2	Ab_{21} An_{79}	1.689
	No. 3	Ab_{25} An_{75}	1.691(5)
	No. 4	Ab_{25} An_{75}	1.691(5)
	No. 5	Ab_{25} An_{75}	1.691
	No. 6	Ab_{25} An_{75}	1.692
	No. 7	Ab_{27} An_{73}	1.691(5)
	No. 8	Ab_{27} An_{73}	1.692
	No. 9	Ab_{30} An_{70}	1.692(5)
Amagi	No. 10	Ab_{28} An_{72}	1.689
	No. 11	Ab_{48} An_{52}	1.690
	No. 12	Ab_{56} An_{44}	1.691
Tokachi[2]	No. 13	Ab_{16} An_{84}	1.688
	No. 14	Ab_{42} An_{58}	1.692
	No. 15	Ab_{42} An_{58}	1.693
	No. 16	Ab_{53} An_{47}	1.693
	No. 17	Ab_{39} An_{61}	1.690
	No. 18	Ab_{42} An_{58}	1.693
	No. 19	Ab_{44} An_{56}	1.693
	No. 20	Ab_{44} An_{56}	1.692

No. 1....Ôshima[3] (Somma lava)
No. 2....Miyakejima[4] (Dyke at Ôkubohama)[5]
No. 3....Ditto (Lava at Benkene)[6]
No. 4....Ditto (Central cone lava)
No. 5....Mikurashima[7] (Lava)
No. 6....Hachijôjima[8] (Lava)
No. 7....Kôdzushima[9] (Basaltic block in liparite tuff bed)
No. 8....Niijima[10] (Basaltic block in liparite tuff bed)
No. 9....Fuji[11] (Enkyô[12] lava)
No. 10....Amagi[13] (Asamayama[14] lava)
No. 11....Ditto (Tôgasayama[15] lava)
No. 12....Ditto (Ioyama[16] lava)
No. 13, No. 14 ..Tokachi,[17] Hokkaidô (Lower lava)
No. 15, No. 16 ..Ditto (Upper lava)
No. 17, No. 18 ..Ditto (Mae-Tokachi[18] lava)
No. 19....Dittto (Parastic cone lava)
No. 20....Ditto (Bomb ejected in 1926)

From the data given in Table I the paragenesis diagram of Fig. 3 is constructed. As is seen in the figure, the points representing the rocks closely related in geological occurrence are arranged along one and the same curve, while those representing the rocks remote in geological relation along different curves. Thus the rocks under consideration are of three distinct genetical

(1) For the data of Table I the writer is indebted to Mr. H. Tsuya of this Institute.
(2) F. Tada & H. Tsuya, Bull. Earthq. Research Inst. Tokyo Imp. Univ., Vol. II, 1927, p. 84.
(3) 大島 (4) 三宅島 (5) 大久保濱 (6) ベンケ根 (7) 御蔵島 (8) 八丈島 (9) 神津島 (10) 新島 (11) 富士 (12) 猿橋 (13) 天城 (14) 淺間山 (15) 遠笠山 (16) 伊尾山 (17) 十勝 (18) 前十勝

lineages, I, II, and III. All of these rocks are pyroxene-andesites, or closely allied thereto, and are not easily distinguishable from each other without applying the optical analysis. It is one of the advantages of the optical analysis that by its means petrographically similar rocks, such as those here exemplified, can be differentiated into genetically distinct groups.

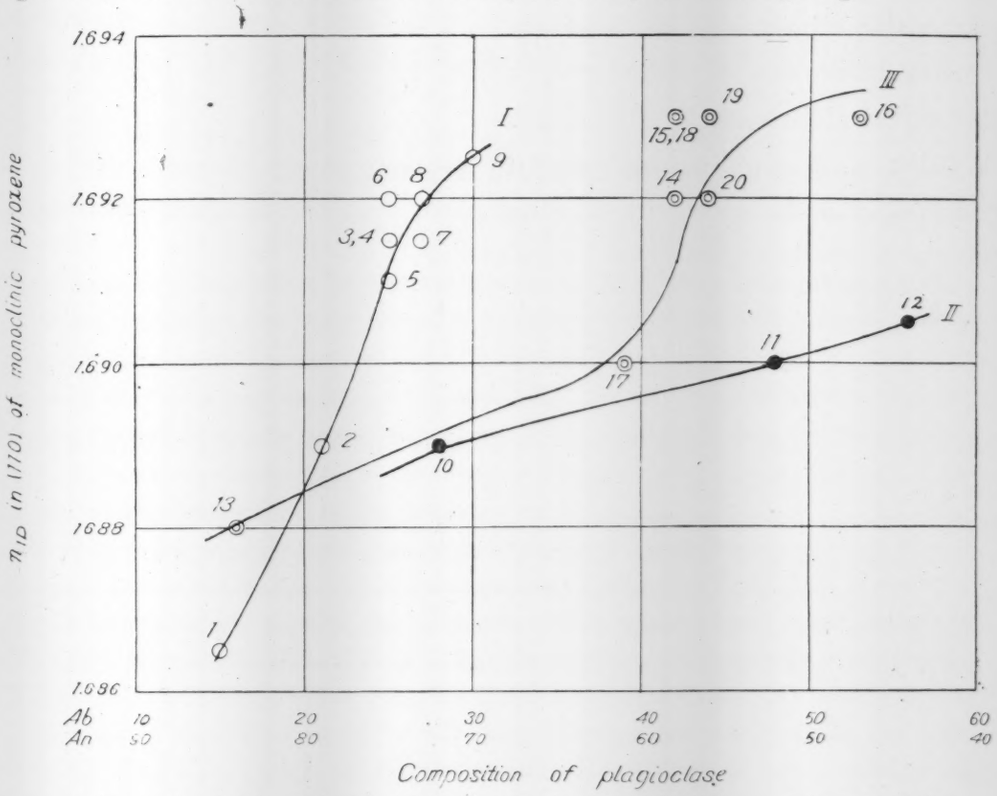


Fig. 3. | — | The actual paragenic relations of plagioclases and monoclinic pyroxenes in the volcanic rocks of Idzu Islands (1–8), Fuji (9), Amagi (10–12), and Tokachi (13–20).

Concluding Remarks.

In the foregoing pages, the principle and the procedure of the optical analysis have been described, and its utility for the genetical study of volcanic rocks has been illustrated.

In the examples cited in the above, the smaller refractives index $n_{1D\,(110)}$ of monoclinic pyroxene was taken for representing its variation in composition, but any other optical constants may be used for the same purpose. In some cases, more than one optical constant of a mafic mineral may be needed for determining the genetical lineage of volcanic rocks.

In the application of optical analysis, it must be borne in mind that ther egular paragenic relation of the minerals as represented in Fig. 1 is expected only for those that have been reacting with the surrounding liquid in a magma-reservoir, but not for the relict minerals which have not been participating in the reaction. Therefore, if there are present more than one kind of the felsic or mafic minerals as phenocrysts in a series of volcanic rocks, it is safe to take the latest one of those porphyritic minerals for the purpose of tracing the genetical lineages of the rocks.

A fuller and more general account of the optical analysis, which is of wider scope, will be given in another paper now under preparation. The present one is to be regarded as introductory to it.

丹後地震地方の地質構造に就て（豫報）

所員 津屋弘達

On the Geological Structure of the Tango Earthquake Region.

By

Hiromichi TSUYA.

The Earthquake Research Institute.

After the destructive Tajima earthquake of May 23rd, 1925, came another severe earthquake in the province of Tango on March 7th, 1927. In connection with this earthquake, were formed two earthquake-faults, on which horizontal as well as vertical displacement revealed itself. The bulk of the earthquake damage was limited within the terrane along these faults. The location of the earthquake-faults and the distribution of the damage wrought have clearly relations with the geological structure of the district.

The Tango peninsula with rectangular outline projects northwestwards on the west side of the Wakasa bay. A mountainous land, more than 600 m in altitude, lies in the central part of the peninsula, being fringed by a lower mountain land. The central high land is in the young stage of the present erosion cycle and is sculptured by rather deep V-shaped valleys. A belt of hill land, with the NNW-SES trend in the form of "Graben," lies on the west side of the high land. The main district shaken by the recent earthquake is within this belt of the lower hill land.

Geologically the peninsula is built up of granite, quartz-porphyry, palaeo-andesite, lower Neogene strata, various andesites, upper Neogene strata, and liparite, besides recent terrace-deposit, enumerating in the order of formation.

In this paper are described the distribution, petrographical characters and structures of the rocks as well as their mutual relation. At least four periods of crustal disturbance are noticed in the geological history of the peninsula. After the deposition of the terrace-deposit in the basin-like depression formed by block movement in the fourth period of disturbance, the peninsula was tilted up, to result in the development of the terrace-deposit and the raising up of the coastal abrasion platform above sea level. Thereafter the sinking and then the uplifting of the district took place though these did not effect extensively.

In short, the peninsula is an uplifted block separated from the depressed one adjoining on the southeast side of the former tectonic basin of the Miyazu bay, and is traversed by a number of faults of different geological ages.

The two recent earthquake-faults, Gomura fault and Yamada fault, are located on the lines represented by old, pre-existing faults. Indeed the Gomura fault was formed along an active fault which is seen to cut the terrace-deposit near the railway station of Amino.

As regards the recent Tango earthquake, the writer's view is briefly as follows:—

The Tango peninsula has been, as a whole, in a tendency of uplifting due to certain ultimate causes. In the course of this continuous crustal development, amassed stress was dissipated, resulting in disjunction along certain pre-existing weak lines. At first the Gomura fault was formed along one of these lines and then the Yamada fault in the conjugate rift valley. The earthquake phenomenon is nothing but an episode in the geological development of the earth; and any crustal movement, to which the earthquake is due, must be an accidental phase of a secular movement that may be traced back to the geological age.

目　次

緒　言
第一章　震害及山崩れの分布
第二章　地形
第三章　地質
1) 花崗岩 (Granite), 石英閃緑岩 (Quartz-diorite), 石英粗面岩 (Quartz-porphyry)
2) 流紋岩 (Liparite)
3) 古期安山岩 (Palaeo-andesite)
4) 下部新第三紀層 (Lower Neogene strata)
5) 含角閃石輝石安山岩 (Hornblende-bearing augite-andesite), 紫蘇輝石安山岩 (Hypersthene-andesite), 雲母安山岩 (Biotite-andesite)
6) 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 上部新第三紀層 (Upper Neogene strata), 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 流紋岩 (Liparite)
7) 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 含角閃石硝子質安山岩 (Hornblende-bearing vitro-andesite), 角閃石安山岩 (Hornblende-andesite)
8) 洪積層 (Diluvial deposit)
9) 冲積層 (Alluvial deposit)
第四章　地質構造概括
第五章　結論

緒　言

昭和二年三月七日午後六時二十八分京都府竹野郡網野町より中郡峯山町に亙る地域を中心として起つた丹後地震は該地方に多大の被害を與へ、全壞家屋 16,099

棟、死者 2,885 人に達した。加之、此激震を惹起せる地塊運動は所謂郷村斷層及山田斷層に其證跡を殘してゐる。去る大正十四年五月二十三日には但馬地震があり、かく隣接地域に激震が相次いで起つた事は此地方にも最近まで地殻運動が續いて行はれてゐることを示す。かかる最近の地殻運動を説明するには過去の地質時代の地殻運動を考究する必要がある。現在地震を惹起する程度の變動は地質構造上に追跡し得る過去の變動と類似の現象と考へられる。

筆者は今回の丹後地震の直後一週間震害地域を調査し、同年五月末より八月に亙つて丹後半島一帶の地質を調査した。本文は地震研究所談話會に於て報告せる大要であるが、詳細な報告は更に研究を進めて後發表する考へである。

調査を實行するに當つて、海軍水路部長米村末喜少將を初め、當時但馬、丹後沿海の水深變化測量に從事せられた同部諸員が多大の便宜を與へられた。尚小藤博士よりは多くの有益な助言を得、坪井博士の實地指導を受けた。茲に謝意を表する。

第一章　震害及山崩れの分布

今回の丹後地震に依る被害及地變は大部分竹野川以西の地域と加悦谷及其延長に當る宮津灣西岸とに限られ、丹後半島内部の山地に於ては極めて輕微であつた。此事實は半島の地質構造と關係して重要なことである。此主要震害地域を除いては特に注意すべき震害及地變は少い。山崩れの稍著しいものは竹野郡溝谷村より與謝郡野間村來見谷に越へる「クサベ」峠（金剛童子山北腹）の花崗岩崩壞と、與謝郡養老村岩ケ鼻より奥波見に越へる峠（仙石山北腹）の第三紀砂岩崩壞とであつて、其他の地變は與謝郡世屋村附近の小崩壞と各地の道路切通しに見る岩石の崩落とに過ぎない。家屋の被害には茲に特記すべきものはない。從來地震の度に比較的被害の著しいと稱せられてゐる與謝郡筒川村鷹池は第三紀凝灰岩より成る山側急斜面に在つて、其被害は全く位置的關係に依るものと見られる。

之に反し、郷村斷層及山田斷層に近い地域の山崩れは極めて多く、竹野郡郷村附近では北面した斜面に頻繁であるが、山田斷層に近い與謝郡加悦町、山田村、岩瀧村、中郡常吉村等では山地の南或は東斜面に甚しい。岩瀧村大内峠より岩瀧に下る所の近年設けられた立派な山道は山崩れに依つて殆ど破壞し盡されてゐる。かゝる夥しい山崩れは、その地質が節理のよく發達し、且著しく風化した花崗岩

であることにもよるが、その分布より見れば主に本來の地質構造に關係あることが分る。本文には激震區域の被害及地變に就ての詳細な報告を省略する。

第二章 地 形

丹後半島は若狹灣の西側を扼し、北東に向つて突出する略矩形の一大半島である。其南東は栗田半島との間に宮津灣を圍む。宮津灣の南西延長は加悅谷となつて丹後半島を大江山山塊より分つてゐる。丹後半島內部は地勢一般に急峻で太鼓山（683.1 m）、金剛童子山（613.1 m）を初めとして、海岸に近く 500 m 內外の山地が連り高台的地貌を有してゐる。この山地を假りに中央高台と呼ぶこととする。中央高台は半島北東岸に近い高距約 300 m 以下の山地に急崖を以て臨んでゐるから若狹灣より遠望すると略平坦な山頂の連峰が半島內部に屹立してゐる。北西に向つて、この高台は稍低下するが、北岸一帶の地域は 300 m 內外の高距となり海に臨んで急斜してゐる。中央高台の西隣は竹野川流域の丘陵地で、兩地域の間には地形上に格段の高低差がある。故に地貌のみより見ても此中央高台は一の地塊と考へられる。

河はこの中央高台に源を發して輻射狀に流れる。若いV字型の谷川は高台を深く刻んで峽谷をなし、その流域に冲積平野を持たない。その著しい例は北流する宇川である。山頂部に殘る高台的地貌と高台を刻む峽谷地貌とは半島內部の著しい地形的特徵である。中央高台の北東側及西側を限る急斜面は後に述べる樣に明瞭な斷層崖であつて、「コンセクエント」の谷が之を刻んでゐる。中央高台より西流する河は例外なく竹野川に合して北流する。竹野川流域は高距 100 m 以下の丘陵地で、中央高台と網野、峯山以西の山地に挾まれて地溝狀の低地をなしてゐる。竹野川は廣闊な丘陵地の間を流れ、其兩岸には可なり廣い冲積平野を持つてゐる。竹野川流域低地の西方には礫砂山（660.9 m）を初めとし、但馬、丹後兩國界の連峯があり、その支脈麻奈爲岳山脈は南北走して竹野川流域の低地と久美濱附近の低地とを分つてゐる。久美濱と但馬國豐岡、城崎との間には更に河梨峠及三原峠を脊梁とする連山が南北走する。從つて此の地域の河の主流は皆北流する。豐岡を通る圓山川、久美濱附近の川上谷川、佐野谷川等はその主なるものである。是等の河の流域にも冲積平野は發達してゐる。

丹後半島の海岸地形を見るに、宮津灣岸は山側急斜して海に臨んでゐるが、其

海濱一帶には狹い砂濱が發達してゐて殆ど出入がない。其北端に伊根灣の小灣入があつて青島を抱いてゐる。半島の北東岸は急峻な海崖を以て圍まれ、其海崖は100m 以上に達することもある。海蝕の難易に依つて出來た鷲岬、新井崎、野室崎、大崎、經ケ岬等安山岩より成る小突出と其間の小灣入とがあるが何れも著しい出入でない。海崖の下には砂濱なく、崖上より轉落した岩石の巨塊が堆積してゐるか、或は海崖は直接海水に浸されてゐる。この海岸は地形上斷層海岸であるが、現在の海岸線は最初の斷層崖の退却して出來たものである。伊根灣の東側龜島及新井崎には高距 40 m 內外の海蝕台地が見られるから斷層は海蝕台地の出來た後のものと考へられる。尙海崖の下部には高さ 3 m の狹い海蝕棚がある。經ケ岬以西の半島北岸には廣い海蝕台地が發達してゐるから、北東岸に見られる様な高い海崖が直接海に臨んでゐる所は少い。袖志、中濱、筆石、砂方等の海蝕台地は、40 m 內外の高距を有し極めて明瞭である。海蝕台地は砂方以西の海岸に於ては中絕し、竹野郡島津村三津より淺茂川に至る間及同郡木津村濱詰より久美濱灣に至る間には砂丘が發達してゐる。久美濱灣の東岸に於ては砂丘の內側に高距 20 m の海蝕台地及それと同高の砂礫層台地が見られる。但馬圓山川の河口、津居山灣岸の氣比附近には高距 10 m の海蝕台地がある(1)。かくの如く海蝕台地は丹後半島の先端部に高く、西部に於て低下する。此傾向は又丹後半島の運動を考へるに見逃せない一事實である。

第三章 地　　質

秩父古生層及中生代ジユラ紀層は主に丹波、丹後兩國界以南の地域に廣く分布し、一般に地層東西に走り、南或は北に傾斜する。是等の古い地層を貫きて基性岩類及花崗岩が發達し、後者は丹後地方に續いてゐる。

花崗岩を最古とする丹後半島の地質を順次列擧すれば次の如くである。

1) 花崗岩 (Granite), 石英閃綠岩 (Quartz-diorite), 石英粗面岩 (Quartz-porphyry)
2) 流紋岩 (Liparite)
3) 古期安山岩 (Palaeo-andesite)
4) 下部新第三紀層 (Lower Neogene strata)

(1) 小倉勉：“京都府及兵庫縣震災地調査報文”地質調査所報告　第九十三號　大正十四年

5) 含角閃石輝石安山岩 (Hornblende-bearing augite-andesite), 紫蘇輝石安山岩 (Hypersthene-andesite), 雲母安山岩 (Biotite-andesite)

6) 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 上部新第三紀層 (Upper Neogene strata) 凝灰岩及凝灰角礫岩 (Tuff and tuff-breccia), 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 流紋岩 (Liparite)

7) 複輝石安山岩 (Two-pyroxene-andesite), 含角閃石玻璃質安山岩 (Hornblende-bearing vitro-andesite), 角閃石安山岩 (Hornblende-andesite)

8) 洪積層 (Diluvial deposit)

9) 冲積層 (Alluvial deposit)

以下上記の順序に從つて各岩石の分布、構造、相互關係を說明するが詳細な岩石學的記載を省略する。

1) 花崗岩 本岩は丹後半島の基盤をなし半島中部より基部に亘る大部分の地域を占めて露出してゐる。尙半島の中央高台を刻む峽谷內の露出より、後期岩石に蔽はれた花崗岩は高距約 350 m の基盤を構成してゐるものと推定せられる。竹野川流域の丘陵山地及其南西に續く山地は總べて花崗岩より成り、磯砂山に於ては高距 661 m に達する。

本岩は淡紅色の黑雲母花崗岩で、粗粒狀なること多く、稀に細粒狀或は斑狀となる。

丹後地方の花崗岩は、もし中國地方一般の花崗岩と同時代の迸入岩であるならば、中生代白堊紀末或は第三紀初期に迸入せしものである(1)。

花崗岩を貫いて、其分泌脈岩なるアプライト (Aplite), ペグマタイト (Pegmatite) 等が多い。ペグマタイトの大なる岩脈は、與謝郡岩瀧村男山の北北東約 1000 m の山側に露出する。尙花崗岩中には黑雲母の分結塊 ("Schlieren") あり、特に分結塊が多くて長石、石英等がその間隙を充す角礫岩狀の異常岩體は中郡三重村森本に見られる。アプライト、ペグマタイト、黑雲母分結塊等は加悅谷兩側の地域に多く、峯山附近には極めて少い。

花崗岩中の節理は南北の方向のもの最明瞭でその節理面は垂直に近い。花崗岩を貫いて噴出せる古期安山岩の岩脈は花崗岩の節理面に沿つてゐる。此岩脈は加

(1) B. Koto: "The Tajima Earthquake of 1925," Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Section II, Vol. II, Part I, 1926.

悦谷に近い地域と竹野郡深田村黒部より北方の地域に於ては東西の走向を有し、北方に稍傾き、その間の地域にては南北の走向を有し、東或は西に傾く。特に竹野郡溝谷村より中郡丹波村を經て竹野郡郷村生野内に至る東西地域に多數の南北に走る岩脈が見られる。

石英閃緑岩　竹野郡島津村掛津の南方に於て花崗岩と第三紀凝灰岩の境界に、石英閃緑岩があり、東西の方向に 2,000 m に亘つて露出する。本岩は暗灰色、中粒であつて、顕微鏡下では石英、緑色角閃石、黒雲母、斜長石等の集合より成る。此石英閃緑岩は花崗岩の一岩相と考へられる。

石英粗面岩　本岩は花崗岩を貫いて中郡三重村森本に露出し、三重谷に平行して北東、南西に走る岩脈をなしてゐる。岩脈の長さは 2,500 m に達し、幅は中央部に於て 400 m で兩端に尖滅する。此岩脈の南西側に、上に述べた黒雲母の分結塊の多く發達せる花崗岩が接する。

石英粗面岩は外觀淡灰黄色で、石英及長石の肉眼的斑晶が緻密、細粒の石基中に認められる。顕微鏡下では石英及正長石の碎片が同種の結晶の細粒より成る石基中に散點する。有色鑛物は認められない。本岩は花崗岩の非分泉脈岩と考へられる。

2）流紋岩　この期の流紋岩は後に述べる下部新第三紀層の砂岩、蠻岩等に不整合に蔽はれて久美濱灣の東側、即熊野郡田村及神野村に發達する。本岩は外觀灰白色或は灰青色で、流理構造を有する。田村平田に露出するものは灰白色の球狀體（Spherulite）の集合より成る。

3）古期安山岩　本岩は中央高台の過半部を占めて廣く發達する他、久美濱に近い熊野郡田村大井附近に點在してゐる。半島内の高峯太鼓山（683.1 m）金剛童子山（613.4 m）等の頂上は本岩より成る。

古期安山岩は外觀暗緑色で斜長石の 2 cm に達する柱狀の結晶を有することがある。屢々著しく分解し、脆弱となり凝灰岩狀を呈する。多くの氣孔發達し、その空隙を沸石が充してゐることも少くない。顕微鏡下では有色鑛物として普通輝石が認められるが、それが斑晶として存在する場合と石基中のみに存在する場合とがある。石基中の玻璃質物は脱玻璃化してゐることが多い。要するに古期安山岩は一種の輝石安山岩である。

本岩は花崗岩を破つて噴出した熔岩流で、後者を直接蔽つてゐる。中央高台を

刻むV字型峽谷の谷壁の下部には既に述べた様に花崗岩が露出するが、上部には古期安山岩がこれを蔽つて露出する。熔岩は角礫岩狀或は集塊岩狀を呈することもある。現在、本岩は最厚い部分で三百米に達するが、その全體が一枚の熔岩流でなく、その間に凝灰岩或は集塊岩を挟んでゐる。古期安山岩は丹後地方のみならず、但馬地方にも廣く分布してゐるから、是等の地方一般に行はれた比較的古い時代の火山活動を代表するものである。然し花崗岩を直接蔽つてゐる事實より、白堊紀末或は第三紀初期に迸入した花崗岩の上盤として存在してゐた古期地層が全く侵蝕し盡された後にこの安山岩は噴出したものである。次に來る下部新第三紀層の下部には古期安山岩の集塊岩、凝灰岩、凝灰角礫岩等が挟在するから、古期安山岩の噴出は新第三紀古層の堆積する時まで續いたと考へられる。

4) 下部新第三紀層 古期安山岩の噴出に次いで、海水の陸地浸入が起り、本層が堆積した。本層は中央高台の東部に廣く分布し、與謝郡世屋村、日置村、養老村、日ケ谷村、野間村の一部等に連續して發達し、尙中央高台上には古期安山岩を蔽つて點在する。以上の地域以外で下部新第三紀層の分布してゐるのは竹野郡八木村吉永より同郡上宇川村鞍內に亘る地方と熊野郡下佐野村より竹野郡木津村に亘る地方とである。

下部新第三紀層は礫岩、砂岩、頁岩等の互層より成る。就中、礫岩は本層の主要部分を占め、上述區域內至る所に露出してゐる。

礫岩を構成する物質は主に花崗岩及古期安山岩の圓礫或は半稜角ある岩塊で、尙少量の粘板岩、ホーンフエルス (Hornfels)、石英岩等を混じ、是等の礫は花崗岩質の砂粒で膠結せられてゐる。礫岩中の礫は直徑 1 m 以上に達することが少くないが、普通 50 cm 以下砂粒に至るまで種々の大さを有する。一般に礫岩層の下部より上部に至るに從つて其礫は大さを減ずる。礫岩の最廣く發達してゐるのは與謝郡日ケ谷村より世屋村に亘る地方と熊野郡下佐野村女布權現山附近とである。

砂岩は礫岩の上部に在つてこれと互層し、或は厚層をなして礫岩の上に發達してゐる。砂岩は粗粒のものより細粒のものまで種々あつて、石英、長石等の膠結せられたものである。又雲母片を多量に含有する砂岩も少くない。細粒砂岩は植物化石を包藏すること多く、其主産地は竹野郡八木村吉永附近より依遲ケ尾峠に至る地域である。此砂岩は質堅硬でなく、從て化石の保存は完全でない。久美濱

灣以東の地、即熊野郡神野村、竹野郡木津村等には蠻岩を挟んで砂岩が廣く發達してゐる。砂岩の上部は砂質頁岩に移化するが、其中には化石は見出されない。

極めて完全な植物化石を包藏する頁岩は竹野郡溝谷村吉津、與謝郡野間村味土野、小杉、世屋村上世屋、木子等に發達する。この頁岩は暗灰色を呈し、質堅硬で、薄く剝脫せられる。本岩は砂岩及砂質頁岩と互層し、或は蠻岩中に挟在し概して全地層の下部に位する。

下部新第三紀層は花崗岩及古期安山岩を直接蔽つて發達してゐる地層であつて、其下部を占める蠻岩は花崗岩及古期安山岩と不整合的關係にある基底蠻岩である。基底蠻岩は花崗岩と接して與謝郡日置村、世屋村、中郡内山峠、熊野郡下佐野村女布權現山等に發達してゐる。下部新第三紀層が古期安山岩を蔽つてゐる地方では基底蠻言は極めて薄く、或は全く存在しないで、砂岩或は含植物化石頁岩が直接來る。

本層は現在最よく發達してゐる世屋村附近に於て約 700m の厚さを有する。本層が花崗岩と斷層で境せられてゐるのは竹野郡鄕村高橋附近と同郡豐榮村成願寺附近とである。この中、鄕村高橋附近の斷層は北々東、南々西に走り、北々東方は離湖の西部に達し、南々西方の延長は後期噴出の含角閃石輝石安山岩に蔽はれてゐる。この斷層は含角閃石輝石安山岩の西側には續かないで、其處では熊野郡下佐野村女布權現山の基底蠻岩が花崗岩を直接蔽ふ。竹野郡豐榮村成願寺の斷層は東北東、西南西に走る。

下部新第三紀層の層向、傾斜は次の如くである。

	層向	傾斜
熊野郡下佐野村田村	N50°E	NW 或は SE に 10°
竹野郡木津村 北部	N 80° E	N 35°
竹野郡木津村 中部	N 10°—20° E N 10°—20° W	E 15°
竹野郡木津村 南部	N 40° W	NE 10°—40°
鄕村三段田	N—S	W 15°
豐榮村八木村	E—W	N 15°—20°
上宇川村鞍内	N 70° E	N 20°
下宇川村上山	N 80° E	N 20°
與謝郡日ヶ谷村簸田	N 10°—20° W N—S	E 20°
野間村住山	N 50° W	NE 30°
野間村味土野 世屋村木子	N 60° E	SE 20°
養老村奥波見	N 50° E	SE 15°

本層は緩やかな波狀皺曲を示す部分以外では上の表に見る如く單斜構造を有し、概して半島内部より外方に向つて傾く。丹後半島の下部新第三紀層に相當する地層は但馬地方に於ても廣く發達する。但馬豐岡より南方地域では直接地上に露出するが豐岡以北では本層堆積以後の火山活動に依つて堆積した凝灰岩、凝灰角礫岩等に蔽はれ各地の谷底に露出してゐるのみである(1)。

與謝郡世屋村上世屋、日ヶ谷村、竹野郡溝谷村吉津等に於ては頁岩、砂岩或は細礫礫岩層の間に石炭の薄層があり、下部には古期安山岩の集塊岩、凝灰角礫岩、凝灰岩等が挾在することがある。是等の特質、砂岩及礫岩の構成物質、頁岩中に包藏さるる植物化石等の類似より丹後半島に發達する本層は但馬地方の類似地層に相當し、植物化石の鑑定より第三紀中新世に屬するものと考へられてゐる(2)。

5) 含角閃石輝石安山岩　本岩は竹野郡郷村切畑附近を中心として、南北に長い地域に廣く分布し、その南端に近く高距 541 m に達する麻奈爲岳の上部を構成し、北方には竹野郡淺茂川より木津に至る街道附近にまで及んでゐる。其全長南北 9,000 m であるが、東西には最も廣い部分で 3,000 m に過ぎない。

本岩は外觀暗褐色で斜長石の肉眼的斑晶を有する。灰綠色或は灰青色の部分は變朽安山岩 (Propylite) に類似してゐる。顯微鏡下では斑晶として斜長石、普通輝石、角閃石等が認められる。斜長石は中性長石 (Andesine Ab_{52} An_{48}) である。普通輝石は殆ど綠泥石化し、新鮮な結晶は少い。綠色角閃石は稀に見出されるに過ぎない。石基は玻璃質で脫玻璃化せられてゐる。

含角閃石輝石安山岩は等質の堅岩として露出してゐるのみならず、角礫岩狀を呈すること多く、木津村より淺茂川村に至る峠附近では凝灰角礫岩となる。郷村切畑附近に露出する凝灰角礫岩には花崗岩礫が含まれてゐる。角礫岩狀熔岩も亦多く、其中には炭化した木幹を包むことがある。角礫岩は基盤の花崗岩及下部新第三紀層に接して發達し、從つて多くは谷の中に露出する。堅岩は山頂部に多い。これは初期の噴出に依つて角礫岩を生じ、次いで堅岩を噴出した爲である。凝灰角礫岩が全く層理を示してゐないこと、炭化木幹を含む角礫岩狀熔岩の在ること等より、本岩は花崗岩及下部新三紀層を破つて陸上に噴出したものと想像せられる。本岩は南部では花崗岩を直接蔽ひ北部では下部新第三紀層の砂岩を蔽ふ。竹

(1) 小倉勉：“京都府及兵庫縣震災地調査報文”地質調査所報告　第九十三號　大正十四年
(2) 巨智部忠承：“宮津圖幅地質說明書”　地質調査所　明治三十六年

野郡木津村熊谷に近い網野街道路傍では本岩の凝灰角礫岩が南北の走向を有する流紋岩の直立岩脈に貫かれてゐる。この岩脈はその北方海岸に近い蟲ヶ尾山を構成する流紋岩である。

紫蘇輝石安山岩　本岩は與謝郡伊根村の大部分、朝妻村の南部、養老村の北東部等に廣く分布する。其外觀は暗灰色、一般に玻璃質であつて黑曜石に類する部分も少くない。伊根村平田の東方に露出するものは玻璃質で、中に直徑 1 cm に達する球狀體が多く發達してゐる。顯微鏡下では斜長石、紫蘇輝石等の斑晶が玻璃質石基中に認められる。

本岩は屢々集塊岩狀を呈し、それでは暗灰色玻璃質熔岩が灰白色の凝灰質物で膠結せられてゐる。尙、流理構造を有する堅岩が至る所に見られ、其流理面は何處でも略東西に走り、北方へ 30° に傾斜する。伊根村日出の北方では本岩は甚しく分解して、白色化し、外觀凝灰岩の如く變化してゐる。この安山岩は下部新第三紀層を貫いて噴出したものであるが、與謝郡日ヶ谷村厚垣より伊根村日出に至る兩者の境界は明瞭な斷層である。紫蘇輝石安山岩は後に述べる上部新第三紀層に蔽はれるのみならず、複輝石安山岩にも亦蔽はれ、且其岩脈に貫かれてゐる。

雲母安山岩　本岩は竹野郡下宇川村久僧と上宇川村井上附近とに僅かに露出し、淡灰色で紅味を帶びてゐるが、其分解した部分は灰白色である。顯微鏡下で斜長石の他に黑雲母の細片が斑晶として認められる。本岩は上部新第三紀層の凝灰岩及凝灰角礫岩と複輝石安山岩とに蔽はれてゐるが、下部新第三紀層の礫岩及古期安山岩とは斷層で境せられてゐる。

上述の三火山岩即含角閃石輝石安山岩、紫蘇輝石安山岩、雲母安山岩の前後關係は不明であるが地質構造上同期に屬する噴出岩である。

6）　複輝石安山岩　複輝石安山岩は同質の凝灰岩及凝灰角礫岩と共に丹後半島の北東岸及北岸に近い一帶に廣く分布する。而して凝灰岩及凝灰角礫岩の堆積以前に噴出せるもの、堆積中に噴出せるもの、堆積後に噴出せるもの等の區別がある。碎屑岩の堆積前に噴出せる複輝石安山岩は竹野郡下宇川村久僧より袖志に至る海岸に集塊熔岩或は堅岩として分布し、前記の黑雲母安山岩を蔽つてゐる。碎屑岩の堆積中或は其直後に噴出せる複輝石安山岩は各處に發達し、その産出狀態は迸入岩床、熔岩流、岩脈等である。岩脈は傾斜した凝灰岩層中に貫入してゐるが、岩脈貫入後に地層が傾斜したものもある。迸入岩床は竹野郡間人村間人及砂

方の海岸に最よく露出してゐる。熔岩流は與謝郡野室附近にあつて、白色凝灰岩と共に北方に傾く。伊根灣東側の小半島にも此期の複輝石安山岩が迸入岩床、岩脈等の形で存在する。若狹灣内の冲ノ島（或は小島又は雌島といふ）は全島此複輝石安山岩より構成せられ、該島の南方 3,000 m の距離に在る冠島（或は大島又は雄島）は凝灰岩及それを蔽ふ複輝石安山岩の集塊岩及堅岩より構成せられてゐる。尙、此安山岩は淺茂川村にも淺茂川と磯との間に發達する。

複輝石安山岩は外觀暗灰色乃至暗黑色、緻密質である。斜長石及輝石の斑晶は肉眼で認められるが一般に小さく 1 mm 内外である。顯微鏡下では斜長石及輝石が石基中に散在する。斜長石は基性の灰曹長石 (Labradorite) である。普通輝石及紫蘇輝石の量は一定してゐない。石基は著しく結晶質なる場合には主に斜長石、輝石等の小結晶より成るが、屢々其間に多量の褐色玻璃を殘してゐる。

上述の如くこの安山岩は半島の周緣部に廣く發達してゐるが、中央高台を初め半島基部の花崗岩地域には全く存在しない。

凝灰岩及凝灰角礫岩　是等の岩石は複輝石安山岩に伴つて丹後半島の北東岸及北岸に近い一帶に廣く發達する。即、其分布區域は與謝郡伊根村、朝妻村、本庄村、筒川村、竹野郡上、下宇川村の北部、竹野村、間人村、島津村、淺茂川村、濱詰村等である。凝灰角礫岩は更に久美濱灣の西側より但馬圓山川の下流沿岸地方に廣い區域を占めてゐる。

凝灰岩は白色或は灰色で極めて微細な灰質物の膠結せられた緻密岩種より、比較的粗粒より成る凝灰砂岩に至るまで種々ある。緻密凝灰岩は與謝郡本庄村、朝妻村等に最よく發達し、凝灰砂岩は同郡筒川村附近に多い。凝灰角礫岩は凝灰岩、凝灰砂岩等と互層するが、厚層をなして凝灰岩の下部を占めることが多い。

凝灰角礫岩を構成する物質には複輝石安山岩の碎屑が最多く認められる。其碎屑は一般に直徑 5 cm 以下で、稜角あり、水蝕をうけた跡がない。局部的に凝灰角礫岩は安山岩の 50 cm に達する岩塊を多く含有することがあつて集塊岩狀を呈するが、其膠結物は凝灰質である。安山岩碎屑は暗黑色、淡灰色、淡紅色、灰白色等で、斜長石の斑晶を有するものと然らざるものとがあり、黑曜石なることも少くない。

凝灰角礫岩中には安山岩碎屑の他、石英粗面岩、石英岩等の圓礫が多量に存在する。尙花崗岩礫が極めて稀に見出される。

凝灰岩及凝灰角礫岩は層理を示し、其層理は凝灰岩、凝灰砂岩等に殊に明瞭である。從つて凝灰岩は頁岩狀を呈する場合が少くなく、安山岩床に迸入せられた部分では堅硬質となつてゐる。

本層の層向及傾斜は地方に依つて一定しない。其層向、傾斜の一般に變化する所には斷層が存在するものと考へられる。一定の層向を有する地域の傾斜は常に一定の方向であつて、皺曲しない單斜構造なることを示す。その傾斜は一般に10°-20°である。各地方の層向、傾斜の方向を例擧すれば

	層向	傾斜方向
與謝郡朝妻村	N 75° E	NW
本庄村	N−S	E
	N 25° E	ENE
筒川村南部	N 60° W	NE
北部	E−W	N
下宇川村袖志	N 20° E	SE
上宇川村平	N 20°−45° E	NW
竹野郡竹野村筆石	N 60° W	NE
竹野	N 20°−40° E	NW
間人村	N 70° E	NW
島津村掛津	N 50° E	NW
淺茂川村小濱	N 60° E	NW
下岡	E−W	N
濱詰村	N 60° W	NE
若狹灣冠島	N 45° W	NE

與謝郡朝妻村津母、伊根村東岸等に露出する凝灰岩或は凝灰角礫岩は多量の炭化木片を包藏し、直徑 50 cm に達する炭化木幹を混ずることがある。冠島の凝灰岩も亦炭化木片を埋藏する。從つて丹後半島北東岸の凝灰岩及凝灰角礫岩の一部は植物の繁茂せし陸上に行はれた噴火に依り生じたものと考へられる。凝灰角礫岩中の外來礫は水蝕を受けて極めて圓いに拘らず、火山岩屑は全く稜角を失つてゐない故に、陸上噴火としても海岸より遠い內陸に行はれた噴火ではない。

半島北岸一帶に發達する凝灰岩及凝灰角礫岩は炭化木片を含んでゐないが、竹野郡竹野村岩木附近の白色凝灰岩は貝化石（理學士小林貞一氏の鑑定に依れば *Pecten* cf *clancularius* Yok. である）を、全郡島津村三津、掛津附近の凝灰岩は不完全な植物化石を包藏する。

凝灰岩及凝灰角礫岩の累層は既に述べた下部新第三紀層より新期のものである

ことは明かである。伊根灣の東側龜島附近では下部新第三紀層に屬する花崗岩質粗粒砂岩を貫いて複輝石安山岩が露出し、且該砂岩層は安山岩集塊岩及凝灰角礫岩に不整合に蔽はれてゐる。竹野郡木津村木津附近に於ては下部新第三紀層に屬する礫岩、砂岩等が凝灰角礫岩に蔽はれ、但馬北部では花崗岩を蔽ふ礫岩が更に凝灰角礫岩に蔽はれて各地の谷底にのみ露出してゐる(1)。

流紋岩 本岩は凝灰岩及凝灰角礫岩を貫いて與謝郡朝妻村泊の海岸、同郡筒川村本坂、竹野郡濱詰村蟲ヶ尾山等に存在する。朝妻村泊の流紋岩は外觀淡紅色で長石、石英の斑晶を有し、或は灰白色で球狀體を含んでゐる。筒川村本坂の流紋岩は淡紅色緻密質で流理を示し、長石及黑雲母の肉眼的斑晶を有する。濱詰村蟲ヶ尾山の流紋岩は石英の大晶と分解せる長石とを有し、著しく斑狀であるが、蟲ヶ尾山頂上附近には斑晶の發達しない緻密な岩種が見出される。

流紋岩は明かに凝灰岩及凝灰角礫岩を貫いてゐるが安山岩質凝灰岩及凝灰角礫岩の上部に流紋岩質の凝灰岩及凝灰角礫岩が整合してゐることがある。從つて上に述べた複輝石安山岩と此流紋岩とは地質構造上同時代の火山活動に相前後して噴出したものである。

7) 複輝石安山岩 4) 及 5) は地質構造上より見て一時代の所産であるが、上部新第三紀層が一部の斷層を伴ふ傾動を行つて後再び火山活動が起つた。故に凝灰岩及凝灰角礫岩中の斷層の一部は此火山活動以前のものである。此期に屬する複輝岩安山岩は與謝郡朝妻村蝙蝠山及其東方に分布し、凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩等を蔽ひ、且岩脈として貫く。蝙蝠山に露出するものは集塊熔岩であつて、東麓海岸新井崎に及んでゐる。本岩は外觀前期の複輝石安山岩と同樣である。

竹野郡竹野村依遲ヶ尾山を構成する安山岩は此期の複輝石安山岩で凝灰角礫岩及夫と同期の複輝石安山岩を蔽ふ。外觀淡灰色で、長石及輝石の斑晶が認められる。顯微鏡下では斑晶として灰曹長石 (Labradorite Ab_{33} An_{67}) と輝石とが認められ、紫蘇輝石は普通輝石より多い。依遲ヶ尾山の外形は一個の塊狀火山體の如くであつて、其南側は急斜し、山頂部は平坦で北方に稍傾いてゐる。

含角閃石玻璃質安山岩 本岩は與謝郡本庄村本庄上の東側に聳ゆる高距 358 m の平頂の山を構成し、凝灰角礫岩を蔽ひ 150 m の厚さを有する。更に本岩は本庄濱の北方に於て凝灰角礫岩と同期の複輝石安山岩を蔽つて高距 200 m の廣闊な熔

(1) 小倉勉：前揭

岩台地を構成する。其厚さは約 150 m であつて、底部は集塊狀を呈し直接複輝石安山岩に接する。本庄濱附近では兩安山岩の接觸面は高距約 80 m に在るが漸次北方に斜下し、本庄村蒲入に面する海岸では上位の熔岩のみが直立せる海崖に露出する。

本岩は外觀淡灰色乃至淡紅色で流理構造を有する。肉眼的斑晶は認められない。顯微鏡下で斜長石の斑晶と極めて稀なる角閃石小片とが玻璃質石基中に散在するのみである。

角閃石安山岩 本岩は丹後半島の北東隅、經ヶ岬附近に在つて、與謝郡本庄村及筒川村の北部と竹野郡下宇川村の大部分とを占めて分布する。岩石の外觀は灰白色で、多量の斜長石と角閃石とが散點する。顯微鏡下では中性長石 (Andesine Ab_{50} An_{50}) と角閃石とが認められ、後者は大部分輝石に變じてゐる。石基は玻璃質である。

本岩は凝灰角礫岩を蔽ひ、且岩脈となつてこれを貫く。經ヶ岬附近には、本岩の集塊岩がある。本庄上の東側山頂では前記の含角閃石玻璃質安山岩を僅かに蔽ふ。凝灰角礫岩上の角閃石安山岩は現在最厚 300 m であつて、高距 700 m—600 m の連峯を構成してゐる。

8) 所謂洪積層 所謂洪積層と稱する地層は (a) 竹野川沿岸 及 (b) 加悦谷に發達したが河の侵蝕に依つて現在では廣くは殘つてゐない。

(a) 竹野川沿岸 本地域の所謂洪積層は竹野郡深田村より溝谷村を經て中郡新山村内記に至るまで主に竹野川の東側に分布し、西側には深田村井邊に一小丘をなすのみである。更に南方では中郡口大野村より奥大野村に亙り、峯山街道の西側に僅か殘つてゐる。尙竹野川上流に當る中郡五十河村久住附近にもこの地層に該當する堆積層が見られる。是等の地域以外にも本層は極めて僅かではあるが各地に殘つてゐるから、堆積當初には廣く分布してゐたに相違ない。

本層は粘土、砂礫等の互層であつて、各物質は堅く膠結せられてゐない。砂は大部分花崗岩質で石英、長石、雲母等より成り、礫は花崗岩、安山岩を主とし、尙砂岩、頁岩等を雜へてゐる。礫層を構成する礫の大さは普通直徑 5 cm 以下であるが、一見此礫層は下部新第三紀層の礫岩と外觀極めてよく類似する。此礫層は上に擧げた深田村、溝谷村附近の地層にのみ見られる。溝谷附近では花崗岩の上に此礫層があつて、其上に礫、砂、粘土等が各 1 m—2 m の厚さで互層するが屢

屢僞層 (False bedding) を示し、同一層が水平方向に長く續くことは稀である。口大野村附近では礫層はなく、比較的細い砂及粘土が水平層理、稀には僞層を示してゐる。粘土は灰黄色なることが普通であるが時に灰白色或は淡青色である。

(b) 加悦谷　加悦谷に面する與謝郡市場村四辻、桑飼村明石附近に分布せる所謂洪積層は粘土及砂の互層であつて礫層を缺く。此地域の地層は竹野川沿岸の夫の如く僞層を示さない。四辻附近の地層には泥炭層が約 15 cm の厚さで挟まり、其中には未だ木質の明かな樹幹がある。これと同じ泥炭層は竹野川中流の中郡三重村谷内（口大野の南方）にも見出される。

所謂洪積層は竹野川沿岸に於ても加悦谷に於ても總て台地を形成してゐる。台地の高さは一般に 10 m 内外であるが、谷の上流に行くに從ひ谷底が高くなるから、台地は更に低い。此地層の厚さは 20 m 内外であつて、溝谷では海水面上 60 m の高距にも本層が見出されるがこれは基盤をなす花崗岩の丘陵上に在るからである。

尙此所謂洪積層に相當する堆積物は淺茂川より、南方の郷村高橋附近に至る間の冲積平野の周圍に花崗岩或は第三紀層を蔽つて台地をなす。此地域での堆積物は主に花崗岩及安山岩の砂礫である。

以上列擧せる台地層の堆積は地形の項で述べた海蝕台地の形成と略同期と考へられる。從つて陸地の上昇に依つて、厚さ三米内外の礫層に蔽はれた海蝕台地が海岸一帶に出現すると同時に、洪積平野の堆積物は若返つた谷の侵蝕を受けて台地となつた。久美濱灣の東岸近くに台地をなす海岸堆積物も亦同時代のものである。

所謂洪積層はその侵蝕狀體より見れば可成古い時代のものである。然し地層は略水平であつて甚しい變動を受けた形跡はない。たゞ茲に注意すべきことは、溝谷村附近で此地層が極めて僅南西に傾斜してゐることと、郷村三段田附近（網野停車場西方）で第三紀層上の礫層が斷層で切斷せられてゐることとで、前の事實は多田助敎授の所論である丹後半島の傾動と關係があり、後の事實は今回の郷村斷層と關係がある様に考へられる。

9) 冲積層　冲積層は現在の河の流域に堆積せる砂礫層であるが丹後半島内部には殆どなく、河口附近に狹く發達してゐるに過ぎない。竹野川、加悦谷を流れる倉梯川、久美濱灣に近い佐野谷川及川上谷川等の流域には稍廣い冲積地がある。

尙與謝海に面する岩瀧村、府中村、宮津灣に面する日置村等の海岸には急斜する谷川に依つて運搬堆積せられた砂礫の扇狀地が見られる。

砂丘は北岸の三津より淺茂川に至る間及濱詰より久美濱灣に至る間に發達し、第三紀層の海蝕台地を蔽つてゐる。砂丘砂の厚さは 30 m 以內と考へられる。砂丘の成立と關聯して久美濱灣口には小天橋と稱せられる灣口砂嘴が生じ、宮津灣內には天橋の灣央砂嘴が發達した。

第四章 地質構造概括

丹後半島の基盤は花崗岩であつて、半島の中央高台に於ては古期安山岩に蔽はれ高距 350 m 以下に露出する。下部新第三紀層は花崗岩及古期安山岩と大部分不整合に接し、一部斷層にて境せられる。本層は、局部的の緩やかな波狀皺曲を除けば、單斜構造を以て半島內部より外方に向つて緩斜する。地層の層向、傾斜の變化及層序より推定せられる斷層は與謝郡世屋村附近及竹野郡木津村南部に存在するが、是等の斷層と現在の半島の地形を支配せる構造線とはその成因より見て關係がない。此時代の斷層を F_1 で示す。離湖より南南西に走つて鄕村鄕に至る花崗岩と下部新第三紀層との境界斷層は、その延長が麻奈爲岳の含角閃石輝石安山岩に蔽はれてゐる故に、古い時代のものである。竹野郡豐榮村成願寺を經て東北東より西南西に走る下部新第三紀層と花崗岩及古期安山岩との境界斷層は F_1 より後期のものである。それは地形上のみならず、竹野川より離湖に至る間は花崗岩と上部新第三紀層との境界斷層と一致してゐることより明かである。

凝灰岩及凝灰角礫岩より成る上部新第三紀層は經ヶ岬附近の角閃石安山岩及それと同期の輝石安山岩噴出以前の變動に依つて斷層に切斷せられ、種々の方向に傾き、皺曲構造を示さない。

竹野川以東に於ては新第三紀の下層と上層とは斷層に境せられてゐる。此構造線は半島外側の海岸に略平行に走り、即竹野郡八木村吉永より依遲ヶ尾峠を經て竹野郡下宇川村谷內に至る東北東—西南西の一線と、これに略直交して下宇川村久僧より大鼓山の北東麓を經て與謝郡伊根村日出に至る北北西—南南東の一線とである。伊根灣を過ぎて北東より南西に向ふ斷層があつて、伊根灣の東側龜島に於ては下層と上層は斷層で境せられてゐない。竹野川の斷層線谷を境とし、その西側に於ては上下兩層間に斷層なく、豐榮村成願寺より離湖に至る一斷層に依り

下層は花崗岩と、上層は古期安山岩、石英閃緑岩、花崗岩等と接する。淺茂川村附近の第三紀層の構造より玆に略南北に走る斷層線の存在することは明かである。

久美濱灣より但馬豐岡附近に至る斷層[1]は久美濱灣に於ては新第三紀の上層と下層とを、それより南西に於ては花崗岩と上層とを境するものと考へられる。

是等の斷層は第三紀火山活動の終つた後に形成せられたものであつて、地形からもよく追跡し得るものである。半島内には以上の他にも此期に屬する斷層があり、各斷層相互の間に夫々時代的前後關係があるべきであるが、玆には一括して F_3 なる記號で表す。

現在中央高台の北東、東及西側を限る急崖、宮津灣に臨み加悦谷に達する急崖等は斷層崖と考へられるものである。太鼓山の北東側の斷層は第三紀の上、下兩層を境する斷層と接近し、且平行に走り極めて明瞭な斷層崖をなす。是等の明瞭な斷層崖を有する斷層は F_3 斷層より新しいもので、丹後半島の地塊を宮津地塊より分離し、若狹灣を沈降せしめた地塊運動に依り現はれたものと考へられる。この運動は丹後半島の隆起に伴つたものであるが、所謂洪積層の堆積以前である。此期の斷層を F_4 で表す。半島北東岸の斷層海岸はこれより後に出來た。

かくの如く幾度も繰返された斷層運動に依つて丹後半島の地質構造は複雜になつてゐる。要するに、花崗岩を基盤とする丹後半島は地質時代にも斷層運動の著しかつた隆起地塊であつて、その中央には周緣部の陷落せる所謂中央高台の地壘ブロック (Horst block) がある。從つて丹後半島の後期の斷層は隆起に伴ふ曳裂斷層 (Tension fault) と考へられる。

第五章 結 論

丹後半島に於ける地質構造の發達を概括し今回の地震との關係を述べて結論とする。

(一) 中生代末或は第三紀初期に迸入せる花崗岩體は第三紀前半の陸上時代に削剝せられ、新第三紀初期には既に地表に露出した。

(二) 新第三紀初期に古期安山岩の噴出があつて花崗岩を直接蔽ひ 300 m 以上の厚さに達した。

(三) 次いで海浸が始まり、花崗岩及古期安山岩の一部は海水に浸された。然

(1) 小倉勉：前揭

し準平原面が海浸を受けたのではない。此時代の堆積物は基底礫岩より始まり、植物化石を埋藏し且炭層を挾む砂岩及頁岩の累層である。

（四）　陸地の相對的沈降が少くとも700 m 恐らくそれ以上に達した後隆起運動が起り、海浸に依つて堆積せし地層は緩やかな皺曲を受け、且斷層（F_1）を生じた。

（五）　其後火山活動起り含角閃石安山岩、紫蘇輝石安山岩、雲母安山岩等を噴出した。次いで複輝石安山岩の噴出が各地に始まり、其一部は陸上に、一部は海中に噴出した。此複輝石安山岩の噴出に伴つて凝灰岩及凝灰角礫岩が海中に堆積した。複輝石安山岩に次いで噴出せる流紋岩も亦凝灰岩を伴ひ、其凝灰岩は安山岩の凝灰岩及凝灰角礫岩と整合してゐる。前の含角閃石安山岩及紫蘇輝石安山岩の噴出と複輝石安山岩の噴出との間には小規模の變動があつた。

（六）　凝灰岩及凝灰角礫岩の累層は隆起して斷層（F_2）を生じた。

（七）　更に火山活動が起り蝙蝠山及依遲ヶ尾山の複輝石安山岩、經ヶ岬附近の角閃石安山岩を噴出した。

（八）　其後斷層（F_3）運動が起り、新第三紀上下兩層の境界其他に多くの斷層を生じた。

（九）　隆起運動は更に續き、新しい斷層を作り、或は既存の斷層を成長せしめ、その結果著しい斷層崖（F_4）が生じた。隆起地塊は半島の中央高台となり、隆起に依り若返つた谷の侵蝕は隆起地塊を刻んで峽谷を作り、山頂部にのみ前輪廻の地形を殘してゐる。

（十）　谷の侵蝕に依り運搬せられた砂礫は竹野川沿岸及加悅谷の低地に堆積し、其間海岸に於ては海蝕が働いた。

（十一）　隆起が著しくなり海岸には海蝕台地が出來、低地堆積層は河に侵蝕せられて段丘となつた。この隆起は明かに傾動隆起であつて半島の先端では高い海蝕台地が西に行くに從ひ低くなる。所謂洪積層と稱せられる段丘堆積層の小傾斜も亦これを示す。

（十二）　傾動隆起後、半島の基部以西の地が比較的多く沈降して久美濱灣、津居山灣等の入江が出來、それに次いで砂丘及砂嘴が出來た。

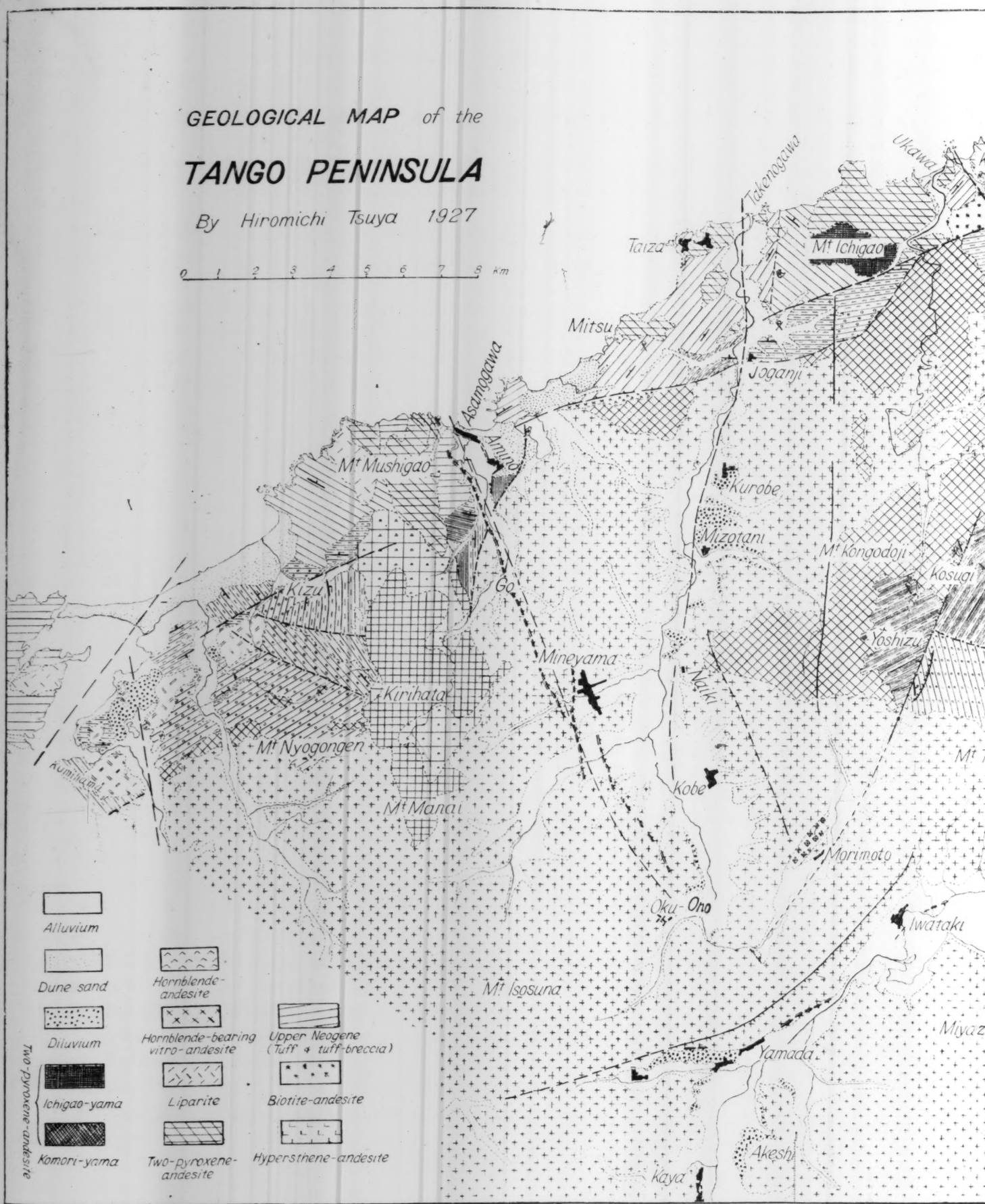
（十三）　其後小隆起があり、高さ 3 m の海蝕棚が出來た。

丹後半島は洪積紀の地塊運動に依つて若狹灣岸のリアス海岸を有する地塊より分離せる隆起地塊である。此隆起地塊は多くの斷層に依り更に地壘及地溝に分れ

てゐる。

今回の地震に伴つて現はれた所謂郷村斷層は古い斷層線（F_3）に沿つて起つた。加之、網野停車場の西方には第三紀層頁岩を蔽つて段丘をなす礫層が郷村斷層と同じ方向に走る最新しい斷層に依つて切られてゐる。

從つて丹後地震は地質時代より繼續せる丹後半島の隆起運動の偶々現はれた一形象であつて、斷層運動は古く且最近にも動いた弱線に起つたのである。


GEOLOGICAL MAP of the
TANGO PENINSULA
By Hiromichi Tsuya 1927
0 1 2 3 4 5 6 7 8 km
Takenogawa
Ukawa
Taiza
Mt Ichigao
Mitsu
Joganji
Asamogawa
Amino
Mt Mushigao
Kurobe
Mizotani
Mt Kongodoji
Kosugi
Kizu
Go
Yoshizu
Mineyama
Naiki
Kirihata
Mt Nyogongen
Kumihama
Mt Manai
Kobe
Morimoto
Oku-Ono
Iwataki
Mt Isosuna
Miyaz
Yamada
Akeshi
Kaya
Alluvium
Dune sand
Diluvium
Two-pyroxene-andesite
Ichigao-yama
Komori-yama
Hornblende-andesite
Hornblende-bearing vitro-andesite
Liparite
Two-pyroxene-andesite
Upper Neogene (Tuff & tuff-breccia)
Biotite-andesite
Hypersthene-andesite

Kyo-ga-saki
Soaeshi
Kyuso
Kamaniyu
Komoike
Horiohama
Tsumo
Tomari
Takine
Mt Taiko
Mt Komori
Hirata
Iwagahana
Kami-seya
Mt Tsuzumi
Hioki
Amanohashidate
Miyazu
Hornblende-bearing augite-andesite
Paldeo-andesite
Tuff-& flow-breccia of the above andesite
Liparite
Shale
Quartz-diorite
Sandstone
Quartz-porphyry
Conglomerate
Granite
Lower Neogene
Plant fossil locality
Shell fossil locality
F1
F2
F3
F4
Faults
Recent earthquake-faults

The Oku-Tango Earthquake of 1927.

By

Naomasa YAMASAKI and **Fumio TADA**.

The Earthquake Research Institute, Imperial University of Tokyo.

CONTENTS

1. Introduction. 2. General Topography of the Environments of the Earthquake District. 3. Terrestrial Disturbances: The Gômura Fault, The Yamada Fault, The Tilting of Land, etc. 4. Résumé.

昭和二年の奥丹後地震（地形學的考察）

所員 山崎直方
所員 多田文男

梗概

若狹灣の周圍には此灣を中心として放射狀に走る斷層と共心圓狀に走る斷層とが著しく發達して居て、此等によつて此地方は大小種々の地塊に分たれ、複雜なる寄木細工的の構造をなして居る。此等の斷層に沿うては屢々地震が繰返された。其著しい例は根尾谷斷層による濃尾地震、養老、鈴鹿兩山脈間の斷層角窪地より北方敦賀灣陷落地帶に達する顯著なる構造線に起つた菰野地震、江濃地震其他の小地震であり、又近くは大正十四年の但馬地震の斷層が又西方にある此種の放射狀斷層上に繰返されたのであつた。此等はかゝる構造の地帶には地震の頻發する可能性を十二分に教えて居るのである。

昭和二年三月七日奥丹後地方に起つた烈震も亦此種の運動にして、奥丹後半島の斷層地塊が傾動をなした爲に起つたのであつた。即ち在來の放射狀斷層谷に沿うて山田斷層が生じ共心圓狀斷層に沿うて郷村斷層が生じたのである。

郷村斷層は半島を西北より東南に横斷する峯山網野地溝の西南側を限る舊斷崖下に沿うて現はれ、淺茂川、磯間の海岸より、三重の西に至る迄一八粁の間北北西より南南東に走つた新斷層であつて、相對的に云つて、此斷層の西南側の地塊が東南に二・六米の横辷りをなし、〇・七米の隆起をなして居る。此斷層は一本の斷層線でなくして、五本の互に雁行せる小斷層群よりなつて居る。

山田斷層は半島の東南邊を限る舊斷層崖に沿うて現はれ、幾地より男山に至るまで七・五粁の間較〻西南より東北に走つた新斷層であつて、此斷層線を境としてその西北側の地塊は相對的に〇・五粁の隆起をなし、且北西に〇・四米の横辷りを行つた。

かゝる奥丹後半島の地塊運動は三月七日の大震によつて直ちに沈靜に歸したのでなくして、その後も屢餘震を繰返して次第に落着きつゝあることは其地塊の垂直的水平的移動が地震後に行はれた陸地測量部の三角測量及び水準測量、並びに其の後數ケ月に繰返して行はれたる測量によるも若干の變化をなしつゝあるによりても知ることができる。

---

1. Introduction.

Japan has experienced several destructive earthquakes within a few years recently. The great Kwanto earthquake[1] of 1923, which has destroyed the most productive and populous regions with many cities and towns, with Tokyo and Yokohama at their head, was one of the most severe catastrophes, not surpassed by any others in our history. Then occurred the Tajima earthquake[2][3] of 1925 in Chugoku on the coast of the Sea of Japan, which was followed by another destructive earthquake in Tango,[4] the province next to Tajima, at 6 h. 27.6 p.m. on March 7 th. 1927. The most disturbed area of the last one is 25 km in diameter. The macroseismic wave was propagated through most parts of Japan, and the shock was well felt even by people in Tokyo, about 400 km distant from the epicenter. The damage was enormous, ranking next to that of the Kwanto earthquake. According to the official reports, 14,405 houses were entirely destroyed or burnt, and 2,908 persons fell victims of the shock. Economic losses were also tremendous, for the region was well konwn for its silk industry, especially as one of the principal places of the production of fine crêpes. The direct damages are estimated at more than 53 million yen. (Pl. XVII and Pl. XIX, Fig. A and B.)

Very conspicuously all those destructive earthquakes which recently occurred were accompanied by remarkable phenomena of the blocking movement. New faults were formed along old fault lines or rift valleys. Tilting of land-blocks took place along those lines of dislocation, as it has been well shown in some places by the change of the beach line. In the Kwanto earthquake those phenomena were exceedingly distinct, and in the Tajima and Oku-Tango earthquakes they were likewise remarkable. In the Tajima earthquake the new faults have been formed in a hill on the eastern coast of a cove called Tsui-yama-wan, which makes a typical rift embayment with a steep and straight

(1) Yamasaki. N., Physiographical Studies of the Great Earthquake of the Kwanto District, 1923. Journal of Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo, II, 2, 1926. pp. 77-119.

(2) Yamasaki. N., Tajima Earthquake (in Japanese), Report Eq. Invest. Com., No. 101, 1926, pp. 31-34.

(3) Kotô. B., The Tajima Earthquake of 1925. Journal of Fac. Sc. Imp. Univ. Tokyo. II, 1, 1926. pp. 1-75.

(4) A short remark on this earthquake, The Faults of the Tango Earthquake of 1927, by the authors is given in the Proceedings of Imp. Academy, III (1927), No. 4.

fault scarp coast on its sides. In the recent Oku-Tango earthquake two distinct faults of extensive length have been formed in the Peninsula of the same name, accompanying a considerable tilting of land-blocks of large areas along those fault lines. Now before going on with further explanations of those crustal movements, let us for a while look at the general features of the seismic district and its environs.

2. General Topography of the Earthquake District and its Environs.

Honshu or the main island of Japan makes a central pendant of the festoon islands in the western shore of the Pacific Ocean. Compressed southeastwards during its formation, the island makes a large crescent shape and

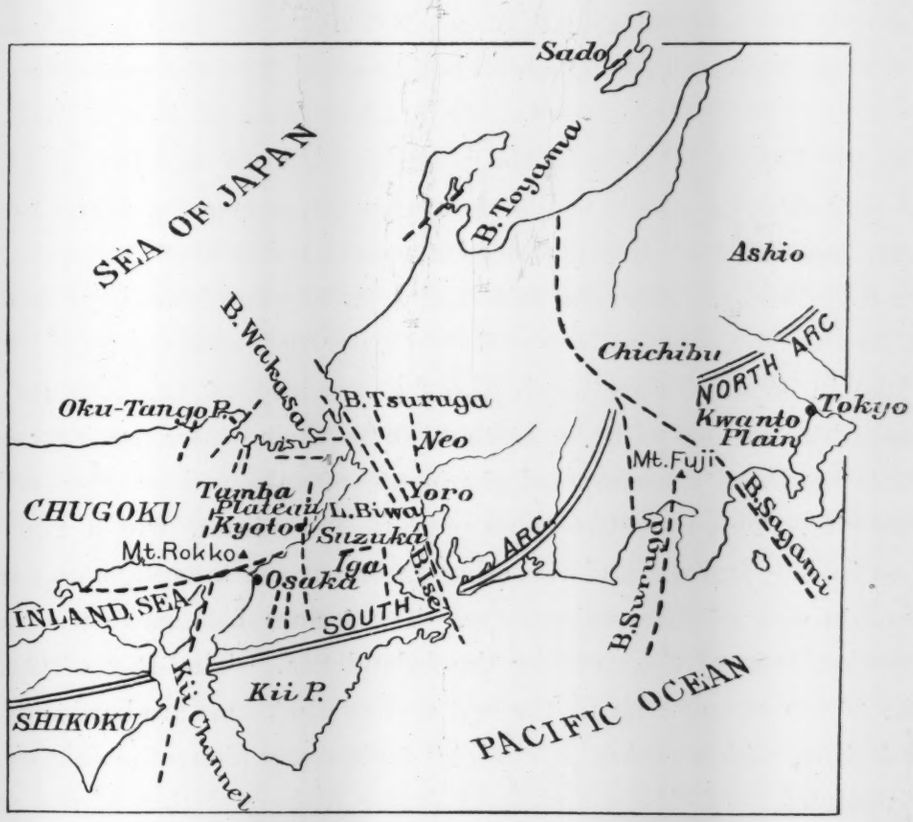


Fig. 1. Principal trends of mountain arcs and fault lines of Central Honshu. (Itoigawa Shizuoka Line in Central Japan, after H. YABE)

turns its convex or outer side to the ocean. The island, however, is not a single arc, but it is composed of two different arcs of large mountain systems, namely northern and southern arcs, which come together in the centre of the

island, where the curvature of arcs become greatest. The structural and topographical features are naturally very complicated in this apex of the island. There are two large notches of embayments with a great depth cut far into the land, namely the bays of Sagami and Suruga. A large depression of the low plain of Kwanto extends also inlandwards cutting the mountains of the northern arc into some separate blocks such as Ashio, Chichibu, Tanzawa etc. There are other blocks and rift depressions of various forms and sizes, and successive occurrences of earthquakes of different intensities are nothing but the constant reccurrences of blocking movements of unstable earthcrust of this district. In the eastern wing of the southern arc there are another two large notches of embayment of the same kind, Ise-no-umi, or the Bay of Ise in the east and the Kii channel in the west. Besides those depressions in the Pacific side, there is the remarkable embayment of Wakasa in the coast of the Sea of Japan, a large depressed basin, which breaks not a little the general monotony of that coast. The distance between the head of a small bay of Tsuruga, a branch of the Bay of Wakasa in the north and that of the Bay of Ise in the south is only 88 km., which is the shortest width across the island and measures only one half of the distance between the shores of the open sea and ocean in this district. Moreover the land between those two bays has partly sunk in an extensive area, which collected water and made the Lake Biwa, the largest lake in Japan. Very much like the structure of the Kwanto district in the east, these regions with the Lake Biwa in their centre are intersected by many fault lines and are composed of a mosaic of upheaved or depressed blocks of various size. There are two types of those fault lines, which run in two ways, one in longitudinal and the other in transverse to the general trend of the mountain axis of the southern arc. The former belongs to the system of the depression zone of Seto-uchi or the Inland Sea. The Bay of Osaka and the plain of the same name in the east end of that zone are bordered sharply by a fault line, which makes a straight fault scarp along the southern flank of the mountains of Maya and Rokko near Kobe and that of the extensive plateau of Tamba. The Iga fault scarp to the north of the Ueno basin farther east and the Kumakawa scarp, along which the northeast end of the Tamba plateau sinks abruptly to the coast of the Bay of Wakasa, are also typical examples of this category. On the other hand the transverse faults, which have the tendency to run at right angles to the trend of the arc, take the

radial course to the Pacific shore in the convex side of the arc, or converge near the Bay of Wakasa in the concave side. So in the district to the west of the Lake Biwa they run N.—S., forming the *horst* mountains of Hira-Hiei and Ikoma-Kongo and the depression plains of Yamashiro and Yamato between them, while in the region to the east of the lake one of those fault lines makes a considerable rift zone, running obliquely in the direction of N.N.W.—S.S.E. from the deep bay of Tsuruga to the Bay of Ise. Beside this great rift there are many other faults of various magnitude, especially in the northern shore of the Lake Biwa. These faults may be classified as the active and the dead as usual, where the former is defined as post-terrace faulting.

Before going into the main stage of the recent destructive earthquake in the shore of the Bay of Wakasa, let us glance for a while on the topography near the Bay of Ise. The Suzuka range, a divide between the both depressions of the Bay of Ise and the Lake Biwa, is a remarkable *horst* mountain with a steep fault line scrap to the east. The Yoro range, which runs parallel to the east of the former, is likewise a typical tilted block mountain. Its fault scarp dips steep and straight to the low plain of Mino in its eastern foot, and though it is eventually dissected by young valleys the original plane of the scarp may be distinctly traced by the remaining facets. The back slope of this tilted range makes a valley of a fault angle depression with the fault scarp of the Suzuka range, which is drained by the River Machiya. To the north, both the ranges of Yoro and Suzuka terminate at the Sekigahara gap, which joins the Biwa basin with the Mino plain and offers the passage for the trunk line of the Tokyo-Kobe railway. Direct to the northern side of this gap stand the mountain masses of Ibuki and Ikeda. The east side of the latter is truncated by a fault scarp, which descends abruptly to the flat plain of Mino in the direction S.—N. Mount Akasaka, well-known for its marble with many leading Permo-Carboniferous fossils of Japan, is located in the southeast end of the Ikeda mountain mass, and its steep cliff standing on the plain is a part of above mentioned scarp. This fault extends farther into the mountain to the north of the plain and makes a valley, along which the upper course of the River Ibi flows. There is another example of characteristic dislocation valleys in this mountain district. To the east of the valley of Ibi and parallel to it there is the famous Neo valley, where is an active fault of considerable length and height of the great earthquake of Mino-Owari in 1891. This rift is

nothing but the northern extension of the axis of the great depression of the Bay of Ise.

An intimate relation between topographical forms and earthquakes is well explained by these districts. Dr. Imamura[1] gave several examples of earthquake which occurred in the first decade of this century, among which that of Komono in 1903 was strongest. The epicenters of those earthquakes were migrating in a certain direction, or along the axis of the fault angle depression between two blocks of Suzuka and Yoro. The extension of this axial line in the direction of N. 30° W. runs along the west side of the Mount Ibuki, where several earthquakes were experienced in recent years, especially the earthquake of Anegawa district of 1909 which was the severest. The Anegawa earthquake was not accompanied by any new fault, but Dr. Kotô[2] considered an epicentric zone nearly parallel to the Asai fault in the northern foot of the Mount Ibuki.

Now let us turn our eyes to the districts along the Bay of Wakasa. This is one of the two large embayments of the Sea of Japan, and breaks not a little the general monotomy of that coast. Nearly semicircular in its form it measures about 70 km. E.—W. in diameter and penetrates 40 km. long into the land. Its shore is crenelleted again with many coves and peninsulas, and these afford every evidence of subsidence of the land in this region. Even any trace of a coast terrace, which is common along the sea shore out of the bay, is not found here. Very conspicuous is the development of faults in the land around the bay. As it has been mentioned already those faults run in radial and concentric lines in regard to the Bay of Wakasa. To the east, the bay is bordered by a considerable fault coast 15 km. long running N.W.—S.E., from the Cape Karei to the mouth of a small bay of Tsuruga. The Sazae peninsula on the west side of the Bay of Tsuruga is surrounded similarly by steep fault coast. Especially across the northeast end of the peninsula three faults of the radial type are well developed and the land blocks between them are upheaved or submerged, making the typical *horst* of the Cape Tateishi and the rift cove of Urasoko. The Bay of Tsuruga is nothing but a characteristic rift embayment depressed between those fault coasts on both sides.

---

(1) A. Imamura, Anegawa Earthquake of 1909 (in Japanese), Report Eq. Invest. Com., 70, 1910. pp. 36-38.

(2) B. Kotô, Ko-no Earthquake from the geological point of view (in Japanese) Report Eq. Invest. Com., 69, 1910. pp. 1-17.

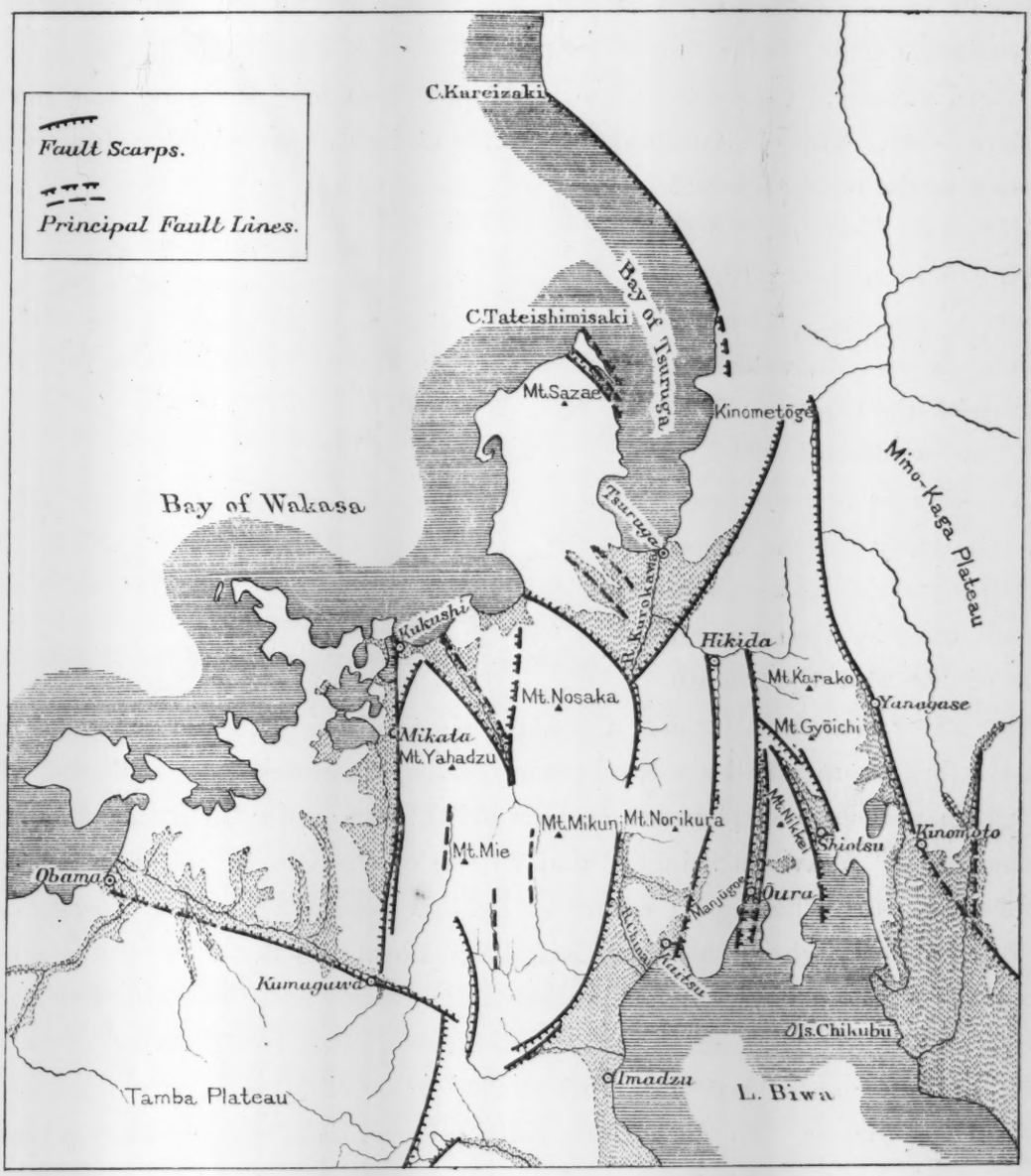


Fig. 2. The Geomorphologic fault structure of the districts between the Bay of Wakasa and the Lake Biwa.

On the other hand there is a large peninsula of Oku-Tango, which projects to the west of the Bay of Wakasa and was the stage of the most destructive catastrophe of 1927. This peninsula is semielliptical in form, measuring in its minor axis and semimajor axis about 40 km. Its ground consists of granite. Volcanic activity took place since the Tertiary period. Most of the Tertiary strata are tufaceous, through which volcanic rocks of later eruptions are ex-

posed in various forms, often as dykes as seen in the sea coast. There is no extensive plain beside some stripes of young alluvial plains along the principal streams. Sand-dunes are developed here and there on the north-western coast. The old landmass of granite and other material has been worn already to the nearly levelled height of 5–600 m, and having no prominent peaks it makes a plateau landscape, which is a characteristic feature of the Chugoku district in southwest Japan. The coast line is less indented, especially in the shore of the Bay of Wakasa, where a fault coast between a small cove of Ine and the mouth of the River Kurahashi makes a straight shore line. The monotony of this coast is broken merely by a sandspitz of three kilometers long and clad with evergreen pine forests, from which it is well known under the name of Amano-hashidate or "Heaven's bridge," and as one of the trio of the finest beauty spots of Japan. The lagoon embraced by this sandspitz is called Yosa-no-umi or Bay of Yosa, where the River Kurahashi flows into it. The fault scarp on the shore of those bays extends further inlandwards and then bifocates in the scarps on the left bank of the River Kurahashi and its tributary from the west. Another small but very distinct rift valley of Miye runs parallel in the west of the former. So the granite ridge between both valleys makes a simple and typical *horst*. The valleys of the Rivers Miyadzu and Okumo and the deep indented bay of Maidzuru in the southwest coast of the Bay of Wakasa are considered to be formed along the rifts of the radial type.

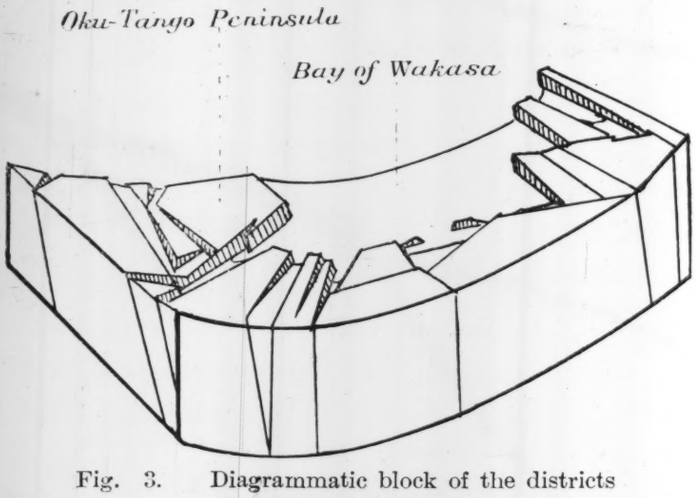


Fig. 3. Diagrammatic block of the districts along the Bay of Wakasa.

The Oku-Tango Peninsula is traversed also by some faults of the concentric type. One of them makes the rift valleys of the Rivers Takano and Fukuda in a line, where many towns and villages with their flourishing silk industry are located. Another fault of the same type runs through the cnetre of the peninsula, and makes a gap between the mountains with the height of 5–600 meters and the hills of 2–300 meters in altitude.

As a result of the recent blocking movement two distinct seismic faults have been formed on this peninsula, which are called the Gômura and the Yamada fault respectively, named after the villages, where they are well developed. Following is the detailed descriptions of those faults. (Pl. XVIII).

3. Terrestrial Disturbances.

a. *The Gômura Fault.*

General remarks: Across the neck of the Oku-Tango peninsula there is a remarkable rift valley of Amino-Mineyama of the concentric type. The fault scarp along the southwest side of this valley makes step faults and is well dissected by the young stage of erosion. Along each one of these steps the following five new seismic faults or rifts have been formed in the recent earthquake, as shown in Pl. XVIII.

a) *The Takahashi rift.* This rift starts at the sea shore between Asamogawa and Iso, and runs in the direction of S. 30° E. to Santanda, where it turns gradually to S. 15° E. until it reaches Yasu, with a total length of 8.9 kilometers.

b) *The Nimbari rift.* It starts 500 m east of the south end of the Takahashi rift. Passing through the village of Nimbari it runs from N. 8° E. to S. 8° W. until it disappears in hills to the south of Sangenya. Total length measures 2.4 km.

c) *The Nagaoka rift.* It may be traced 3.75 km long from half a kilometer east of the south end of the Nimbari rift to Taro-dani in the village Kuchi Ono in the direction N. 30° W.—S. 30° E.

d) *The Mie rift.* It appears in the west end of the village of Mie to the southeast of the Nagaoka rift. It is not so long as the others, measuring only 0.3 km in length and runs N.60°W.—S.60°E.

These four rifts are not arranged in a line, but in such a manner as the south end of each rift terminates some distance west of the north end of the next rift, making a typical form of échelon arrangements.

e) *The Sugitani rift.* Isolated from the above mentioned échelon this rift begins to the north of the town of Mineyama and runs to Sugitani 0.9 km long in trend of S.66°E.

Those five rifts make all together a grave fault zone from the shore of

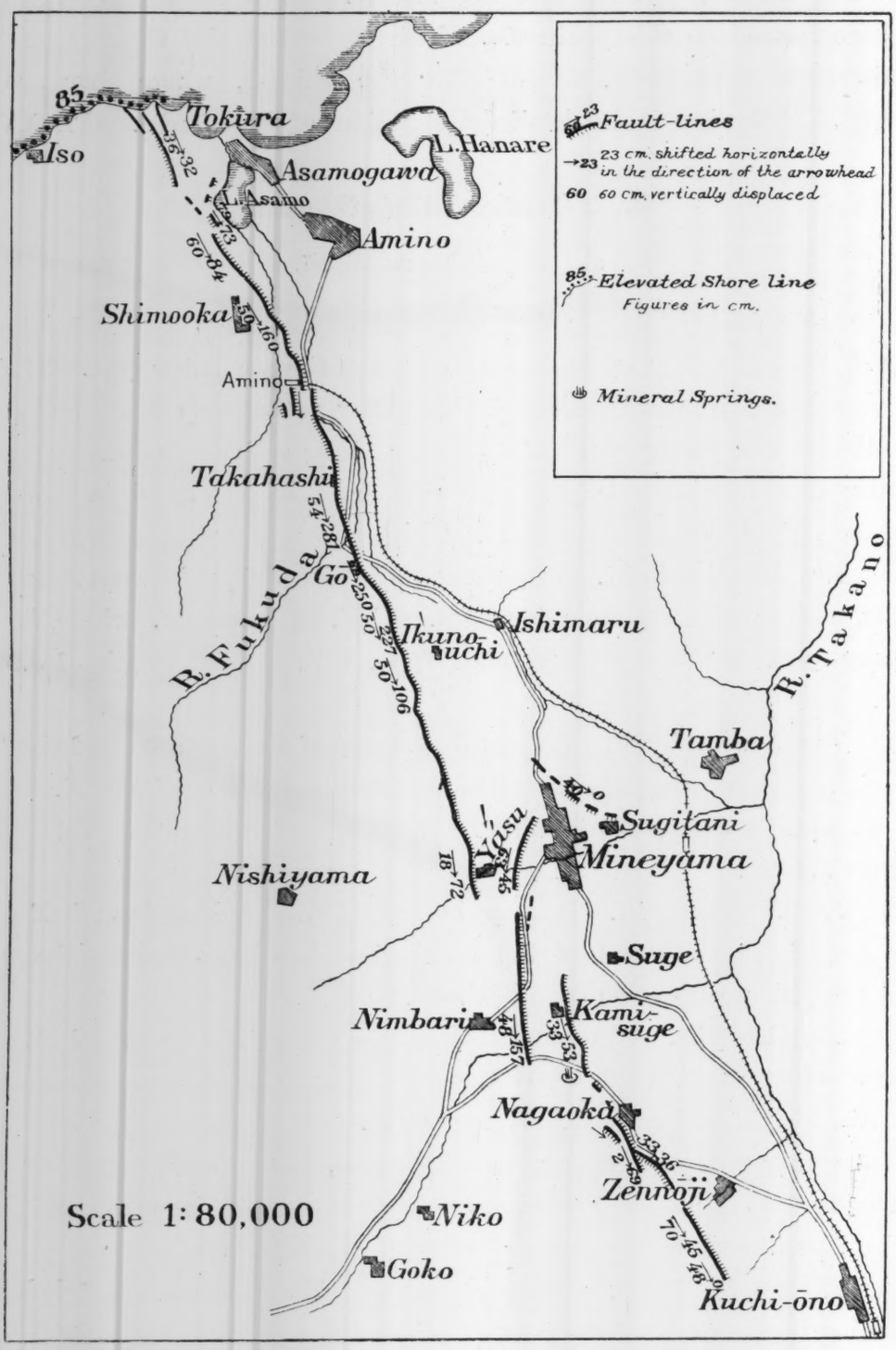


Fig. 4. The vertical and horizontal displacements of the land to the west of each rift of the Gômura fault.

the Sea of Japan near Asamogawa inlandwards to the west end of Mie-mura nearly 18 km long in the direction N.30°W.—S.30°E. This fault zone will be called Gômura fault zone in general or simply Gômura fault, named after the village where it was first discovered and where the amount of displacement is greatest. The land block to the southwest of the fault has been elevated and shifted relatively southeastwards when referred to that of the other side of the fault. The amount of displacement of land along fault lines is well measured on disjunct roads, bridges, fences, walls and other such things. The greatest horizontal displacement is 2.81 m at the center of the Takahashi rift in the village of Gômura. This amount decreases farther north or southwards, and becomes 0.32 m in its north end on the sea shore, and 0.72 m at the south end. The horizontal displacement of the Nimbari and Nagaoka rift is 1.57 m and 0.53 m respectively, where the latter becomes gradually less until there is no marked displacement at Kuchi-Ono. That of the Mie rift is 0.3m, while no shifting is observed at the Sugitani rift.

The vertical displacement is less than the former with the maximum amount of 0.79 m, and is much influenced by the original features of the land. Generally the land block in the southwest side of faults is elevated, with an exception of the Takahashi rift, along which some tracts of land in Tokura-dani and its northern hills are depressed in the same side.

When a rift crosses low paddy lands or flat mountain valleys it makes generally a very distinct fault scarp. Sometimes it appears as mole tracks and sometimes makes a very gentle flexure of land surface. On the mountain slope, however, they form some sharp clefts, cutting deep into the ground, and arranged generally in échelon form. Among many rifts the most distinct and continuous one is the Takahashi rift, which runs through hills and plains with great displacement. On the other hand the Nimbari rift is continuous in flat lands but rather disjunctive in hills, while the Nagaoka rift is traceable only in plains. The Mie and Sugitani rifts are comparatively indistinct and discontinuous. Along many rifts and on the land block of their southwest side there is a zone of many tension clefts 0.5m–20m wide in échelon arrangement, which is however quite rare on the block of the northeast side. The damage of houses was also remarkable in the fault zone as well as on the northeast block.

Dr. Imamura has estimated the dip of the faults to be 70° to S.W. from

the fact that the epicenter of after-shocks are located always on the southwest side of the Gômura fault. The junior author of us has measured it to be 60°–80° to S.W. in the place where the Takahashi and Nimbari rift run across mountain spurs and valleys. He has determined also that the fault is a reversed fault. Now let us describe each fault more in detail.

a) *The Takahashi Rift.* This rift has most distinctly appeared near the village office of Gômura. It runs here through the alluvial plain of the River Fukuda in the direction S. 16° E. to N.16°W., making a huge mole track on paddy fields. Where it cut highways it makes very distinct horizontal and vertical displacement of 2.5 m and 0.69 m respectively (Pl. XX, XXI, XXII.). Tracing it northwards it penetrates in a hill and forms a group of clefts. In Shirutani the rift attains its maximum development. The main rift runs S.14°E.—N.14°W. and makes a fault scarp dipping to the east with some cleft on the scarp head. The displacement of the land measures here 2.81 m horizontally and 0.54 m vertically. On the east side of this rift there is only one cleft, while on the west side there are many open clefts side by side, one of which is 1.5m wide. The main rift extends farther northward through a terrace in the valley and the village of Takahashi in the direction of N.9°W., where the land in the west side of the fault is elevated 0.3 m and shifted 3 m southwards. Then the rift runs along the Amino highway, and where it met a hill spur end it turns its course to the outside of the hill, and when it met a valley end it deflects to the valley head.

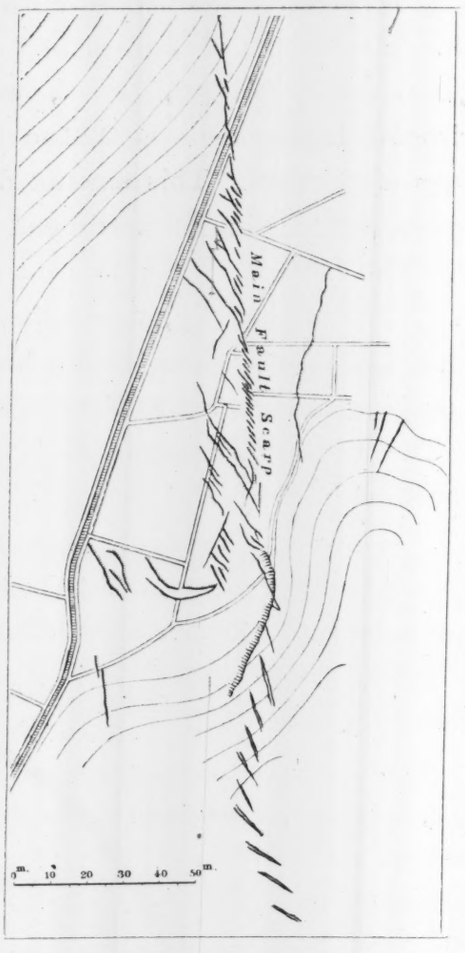


Fig. 5. Shirutani valley, Gômura, showing clefts in échelon arrangement on the land block to the southwest of the main fault.

An alluvial lowland to the north of Amino railway station, through which

the River Fukuda flows into the lagoon of Asamogawa, is a typical rift valley, walled very distinctly by an old fault scarp of Takaten-yama hill to the west. Two small rocky mounds Otoko-Benten and Onna-Benten near the shore of the lagoon are nothing but the isolated blocks detached from the said hill.

The Takahashi rift runs through this low land. Instead of a crack or fracture it makes here sometimes a wavy swelling of ground. The level plane of paddy fields is tilted very gently, leaving a part of their rectangular surface uplifted and dry, while the other parts were depressed and have collected water. (Pl. XXIII and Pl. XXIV, Fig. A.). More exactly these swellings are formed by the alternate occurrence of two kinds of flexure, one with the trend of N.—S. and the other S.35°E.—N.35°W. A land block to the west of the fault is elevated 0.6 m and shifted 1.6 m to the southeast in the south end of the low land. These amounts however diminish gradually as we proceed northward. Near the rock mound Otoko-Benten the surface of land exhibits an interesting disturbance forming a very complicated combination of fault and flexure (Pl. XXIV, Fig. B.). Unusually here the west side of the fault is depressed 0.79 m lower and the mound of Otoko-Benten become tilted northwards. A branch of the rift runs along the foot of the old scarp deforming paddy fields to a marshy depression, while the main fault cuts through the western hill and reappears in the valley of Tokura taking a course of S.35°E.—N.35°W., where the western side of the rift is depressed 0.36 m and shifted 0.32 m to the southeast (Pl. XXV.). On the sea shore the rift makes a huge cleft cutting deep into the layer of volcanic agglomerate and tuff on the precipitous bluff. Two subordinate rifts are formed also on the shore parallel

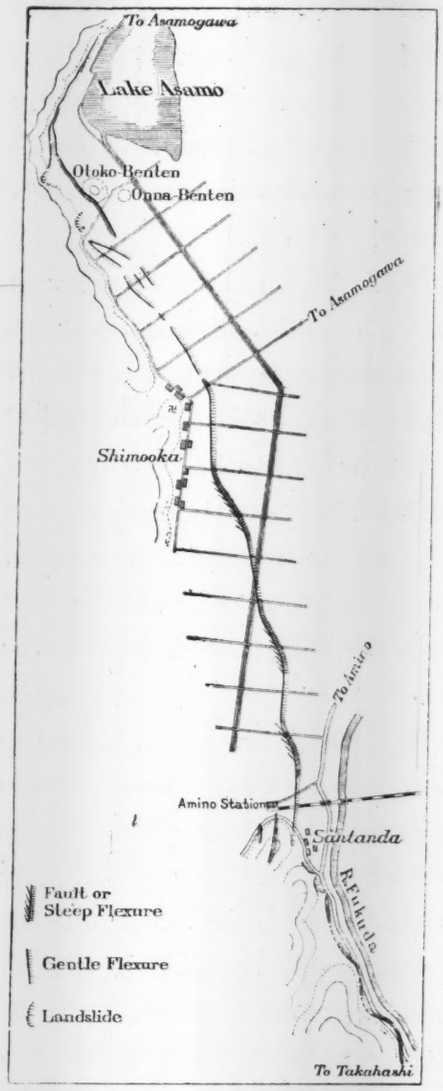


Fig. 6. The Takahashi rift between the Lake Asamo and the railway station Amino.

to, and some hundred meters apart from, the main fault (Pl. XXVI, Fig. A.).

Another subordinate rift has been observed to the west of Amino railway station. It is traced some 150 m long on a hill to the south of a shrine called Santanda, where the land in the west side of the fault is upheaved 0.3 m and moved horizontally 0.4 m to the south.

Now let us come back to Gômura and trace the main Takahashi rift to the south in the oposite direction. The rift, which is well developed in the alluvial plain of the River Fukuda, runs to the southeast and penetrates into hills. It passes indifferently through the spurs and valleys as Nagamachi-dani, Kojiki-dani, Hoso-dani, Kishiga-tani, and Yamauchi-dani. Then appearing in Otani of Ikunouchi, it turns along the north foot of Goyama. Then it reappears in Morikae but crossing a valley called Minami-no-Yasutani it disappears in the hill on the other side of the valley. The total length of the Takahashi rift from the sea shore to here is 8.9 km. When the rifts occur in valleys they make generally mole tracks, while on the hill side they form a group of cracks of échelon arrangement. Tension cracks in that arrangement are common along the rift and especially on the land block of its west side, but instead of cracks some elongated elliptical domes in the same arrangement in direction N.W.—S.E. were found in Kojiki-dani. Vertical and horizontal displacements are 0.5 m and 2.27 m in Kishigatani, 0.5 m and 1.06 m in Otani, Ikunouchi, and 0.18 m and 0.72 in Yasu respectively.

One of the most significant phenomena along the rift, which was never experienced in any other great earthquake of this country, was the occurrence of a remarkable slickenside of the fault plane of granite, through which the main fault pierces deep into the ground. It occurred in the south end of the villages of Ikunouchi and Hosotani. In the former the fault plane strikes N.19°W.—S.19°E. and dips 80° to N.N.E., The slicken striations run obliquely from S.E. up to N.W. down, and this shows that the land block on the southwest side was slipped up in the direction of southeast (Pl. XXVII, Fig. A and B.). The slickenside which occurred in Iwatani, trends N.10°W.—S.10°E. and dips 65° to W.S.W., showing that the fault is reversed. These trends and dips are however merely local cases, and they do not refer to those of the Takahashi rift in general.

Between Gômura and Yasu the rift makes a zigzag course. So in Kishigatani a mole track rift runs from N.20°W. to S.20°E., then coming on a

spur to the west of that valley, it makes a group of cracks which tend S.45°E. When it comes down to the next valley it strikes S.25°E. and then S.20°E. in Yamanouchi-dani. The fact shows that this rift is a reversed fault dipping 60°–80° to S.W.

b) *The Nimbari Rift.* As it has been mentioned before, the west scarp of the Amino-Mineyama depression zone makes a step fault and the Takahashi rift, which has been just described, is formed on its first step as it is well explained by the land features of this district (Pl. XXVI, Fig. B.).

Running to the east of this rift there is another old fault, which is well indicated by the presence of a dislocation valley and some detatched hills cut-off by that valley. A part of the Kumihama highway, between Mineyama and Nimbari, as well as the new Nimbari rift of the recent earthquake are found in this valley.

The Nimbari rift is distinctly developed in Yasutani and Nimbaridani. In the former case the rift starts at the compound of a school of technology in the west end of a town of Mineyama and runs across the Yasutani valley with the trend of S.12°W. In the centre of the valley it turns to the south until it reaches a temple of Dizo in Kujo. Then cutting through the spurs and valleys of a mountain to the west of Kumihama highway it gets in the east end of the village of Nimbari, extending further south to the hill in the opposite side of Nimbari valley.

On the other hand, to the north of the school the rift turns to N.E. and extends to a church yard of Myokoji crossing through small valleys Sakinoye, Myoki and Nagaya. This rift occurs as mole tracks or flexures, when it passes through flat lands as usual, but is very insignificant on the flank of spurs. The horizontal and vertical displacement of the west block is 0.45 m and 0.63 m in Yasu and 0.48 m and 1.57 m in Nimbari respectively. This fault line, as the former, turns its convex side to the east on the spurs and to the west in the low valley floors, and the fact shows that the fault plane is dipped to the west.

c) *The Nagaoka Rift.* This rift is more discontinous and insignificant than the Nimbari rift. It appears merely as a gentle flexure on the surface of cultivated flat land. It extends from Sannodani near Suge through the villages of Kamisuge and Kanada and around the eastern foot of a hill covered with mulberry trees to a highway Kuchiono-Kumihama, where very remarkably

a mineral spring begun to spout out of a crack. In Kamisuge the land block in the west side of the fault elevated vertically 0.33 m and moved horizontally 0.53 m to the southeast. The rift disappeared here for a short distance, but it reappears in the southwest of a small village of Nagaoka and proceeds to the valley of Danno-odani making 0.36 m vertical and 0.69 m horizontal displacement. The main rift is crossed here obliquely by another rift which runs N.46°W.—S.46°E. and falls 0.3 to the southwest side. So the land blocks between both rifts make a small *horst* and *graben* in northern and southern sides of the crossing point of the rifts.

The Nagaoka rift disappears and reappears again to the west of Zennoji and passing through small valleys of Okutani, Kotani, Kuritadani etc. it extends to Tarodani in Kuchi-Ono, with its whole length 3.75 km from Sannodani to this destination.

d) *The Mie Rift.* Dr. Imamura discovered a rift along a railway curve in the west end of the Mie village. It runs across the railway from west to east making a heavy disturbance and cracks on the surface of paddy fields nearby, with the trend N.60°W.—S.60°E. Its length is not so long as the others, measuring only 0.25 km. The land block to the west of the fault was elevated 0.4 m and shifted horizontally 0.3 m to S.E.

e) *The Sugitani Rift.* It appears on the hills to the north of the town of Mineyama, running across the small valleys such as Dogoya, Kosaka, Nishigai, Nishi, etc. and spurs lying between them with the trend of N.66°W.—S.66°E. The displacement of land is smaller than that of other four rifts. It measures only 0.4 m's depression of the southwestern block, and no horizontal shifting. Though the cracks on the hills to the northeast of Mineyama school and those in the compound of Mineyama court are taken as the northern extension of this rift, the whole length is scarcely 0.9 km.

b. *The Yamada Fault.*

The Yamada fault is found just along an old fault scarp in the southeastern side of the Oku-Tango Peninsula (Pl. XXVIII.). Its general trend is S.55°W. to N.55°E. In the village of Yamada the fault appears across a highway and cultivated lands forming a remarkable flexure instead of a steep rift (Pl. XXIX, Fig. A.). It seems that the land in the southeastern side of the fault has been depressed and shifted to the southwest, with the vertical and horizontal

displacements of 0.7 meter and 0.8 meters respectively. The fault, however, makes a fracture cut deep into granite, which forms the ground rock and is exposed near the entrance of a railway tunnel on a hill called Shiro-yama by the side of a highway (Pl. XXIX, Fig. B.). Many other huge cracks have been formed on the flank of the hill. The main fault extends then northeastwards along the railway and the bank of the River Kurahashi, manifesting various forms of disturbance, until it reaches the shore of the Bay of Yosa. The paddy fields in the villages of Iwataki and Otokoyama are traversed by several cracks, which run in the direction of the fault. Many small sand cones are formed along those cracks. Very remarkably some tracts of land in the southeastern side of the fault in Otokoyama are partly submerged into the bay (Pl. XXX, Fig. A.). A new hot spring made its appearence also near the fault in the village of Yumiki.

On the other hand the southern extension of the Yamada fault passed through the village of that name crushing all houses and cottages into pieces and reappears in the mulberry fields in the west end of the village, where it makes many large rifts (Pl. XXX, Fig. B. and Pl. XXXI.). Further westsouthwestwards it extends to a large village of Ichiba, which was totally destroyed by shock and fire. The total length of this fault measures 7.5 km.

c. *The Tilting of Land, etc.*

The significance of tilting up of the land block is well made out, not only by this apparent elevation along the fault line, but also by the emergence of the beach line along the shore of the Sea of Japan in the west of the fishing village of Iso. The maximum amount of the absolute elevation measures 0.8 m in Hamazume. Such instances may be traced for far remote ages, and there are some evidences that the Oku-Tango Peninsula has undergone a general tilting. According to the personal observation of the junior author there is a good development of coast terraces along the coast of the Sea of Japan. It is most remarkable on the northeast coast of the peninsula with the maximum height 80 meters above the sea level. The height decreases gradually from the northernmost Cape Kyo-ga-misaki down to the southwest until it measures 20m and 10 m near by the Bay of Kumihama. No trace of terraces occurs on the fault coast of the peninsula along the Bay of Wakasa. So generally, the peninsula has been tilted up on its northern part and down to the south long

before the recent disturbance.

The Land Survey Department of the Imperial Army undertook the new levelling and triangulation survey with reference to the pre-earthquake survey. The survey was carried on at first during May and June. It was repeated from August to September, and then from October to November. The vertical displacement measured from the data obtained at the stations on both sides of the Yamada and Gômura faults in the first survey is 1.1378 m and 0.7491 m respectively. The land block in the west side of the Gômura fault moved horizontally to the south-southeast in general and 1.54 m in maximum. In the second survey the vertical displacement increased 5.6 mm., in the Gômura fault and 2.7 mm. in the Yamada fault, while the greatest horizontal displacement 0.324 m to north or nearly in the reversed direction in the block in the west side of the Gômura fault. But in the third survey it was found that the land moved 0.898 m once more to south. According to the results of the first and second surveys the peninsular part or the land block in the east of the Gômura fault has made northward displacement 1.077 m in maximum, while the third survey shows that the block has moved generally in reverse to southwest, with maximum displacement 0.336 m. It was found also in the second survey that the block in the southeast side of the Yamada fault shifted 0.398 m to north-by-west, while it has moved 0.146 m to southwest within two months until the time of the third survey. The facts show that the land moves not only by the greatest shock but also for all time, often accompanied by the subsequent minor after-shocks and it wants much time to settle in a stable state.

Among various disturbances which were accompanied by the earthquake, many landslips occurred in mountain districts, one of which, that happened in a sand dune near Amino is most remarkable. It took place on the eastern side of a dune which is nearly 70 m high and stands on the shore of a lagoon called the Lake Hanare. An immense volume of sand masses tumbled and slipped down into the shallow basin of the lagoon. Not only has it sunk deep into the lagoon, but also it has pushed up the layers of soft clay in the bottom of the lagoon upon the surface of the water, making a huge warping of mud some meters high (Pl. XXXII and XXXIII.).

Issues of new springs have been experienced in several places. Besides the thermal springs of Nagaoka along the Gômura fault and Yumiki along the

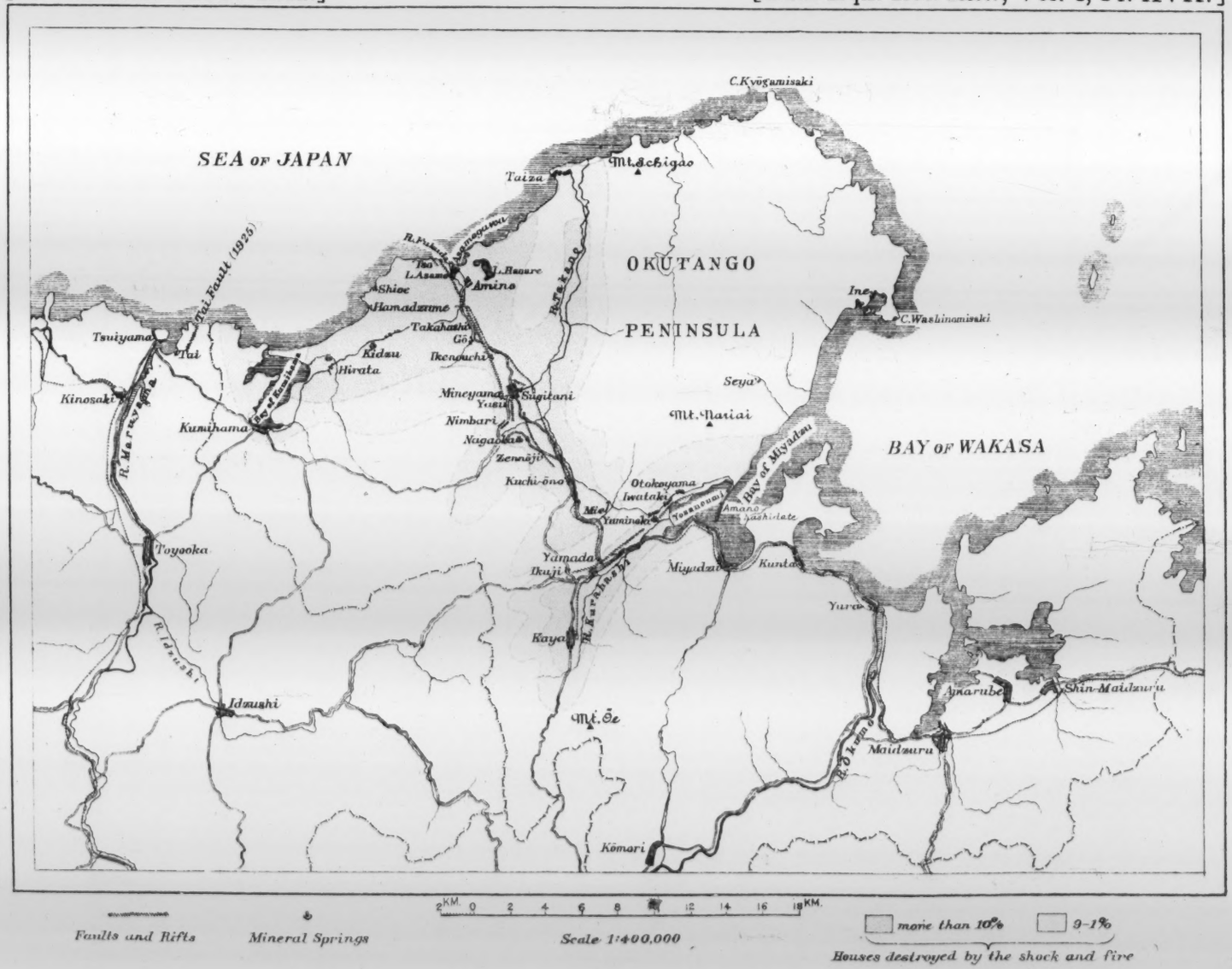
Yamada fault already mentioned those of the Kidzu spa in the fault valley to the west of Amino railway station have found new jets, and also the quantity of the spring has been enormously increased.

4. Résumé

The Kinki district in the central part of Honshu or the Main Island of Japan is traversed by many fault lines, which run in radial and concentric directions with reference to the great depressed basin of the Bay of Wakasa, an indentation of the Sea of Japan, and it consists of a mosaic of land blocks of various forms and sizes, which are bordered by those fault lines. Very remarkably some of these faults are active, and many earthquakes were experienced along these lines of dislocation. Among them, those which occurred in the Neo rift valley and along a great fault between the bays of Tsuruga and Ise are most conspicuous. The recent destructive earthquake of Oku-Tango of March 7th., 1927 is nothing but the effect of the blocking movement, which was repeated in the old dislocated block of the Oku-Tango Peninsula on the west coast of the Bay of Wakasa. In this earth disturbance two remarkable faults were formed in accordance with old dislocation lines, namely the Gômura fault about 18 km long in a concentric direction and the Yamada fault 7.5 km long in a radial direction with reference to the bay. The peninsula did not moved as a single block, but some blocks bordered by those faults have undergone their respective movement, which accompanied the main and after-shocks of this great earthquake. The dislocated blocks did not become quite settled just after the main shock, but they were followed by some slight movements until they became settled in a stable state. The evidence was remarkably shown by the elaborate work of the Land Survey Department of the Imperial Army.

Meizoseismic Districts of the Oku-Tango Earthquake, 1927

[N. Yamasaki and F. Tada.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4, Pl. XVII.]



（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

The Seismic Faults of the Earthquake of the Oku-Tango Peninsula on March 7 th. 1927

135° 5′ 10′

40′

35′

35° 30′

SEA OF JAPAN

Iso
Tokura
Ōyama
Asamo-gawa
Hanare
Shimamazogawa
Amino
Shioe
Shimooka
Hamadzume
Santanda
Takahashi
Shinjō
Gushō
Kidzu
Go
Chūzenji
Ishimaru
Ikunouchi
Akasaka
Tamba
Mt. Gō
Sugitani Rift
Sugitani
Mineyama
Yasui
Nishiyama
Konishi
Nimbari
Sange-iya
Suge
Kamisuge
Nagaoka
Zennōji
Niko
Goko
Wadano
Mizotani
Hashiki
Tsutsumi
Imano
Yata
Yoshizawa
Naiki
Arayama
Shimmachi
Kawabe
Akitai
Nobutoshi
Mt. Mariai
Suki
Morimoto
Kuchi-ono
Misaka
Oku-ono
Mie
Taniuchi
Yuminoki
Iwataki
Shimo-tsuneyoshi
Kami-tsuneyoshi
Ishida
Shimo-yamada
Kami-yamada
Ikuji
Iwaya
Ishikawa
Kameyama
Mikōchi
Shōgasaki
Akeshi
Kaya
Suizu
Komatsu
Fijiri
Mizojiri
Otokoyama
Monju
Miyadzu
Amanohashidate
YOSANOUMI
BAY OF MIYAZU

Rift
Nimmabari Rift
Sugitani Rift
Sangen-iya Rift
Zennōji Rift
R. Takano
R. Kurahashi
TANGO
YAMADA
AUL

Signs

- Faults or Rifts
- Mineral Springs
- Contour interval 100 meters
- Villages and Towns
- Railway

Scale 1:50.000

1000m. 0 1000 2000 3000 4000 5000m.

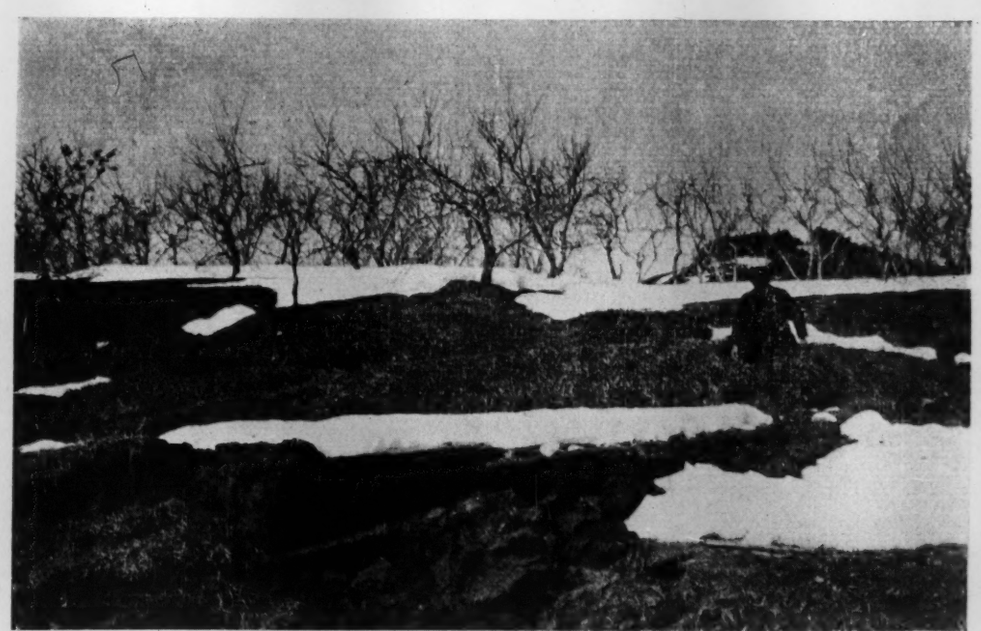
（国会，鳥山，原図，第四紀地変系統）

Fig. A. The town of Mineyama, a centre of silk industry, totally destroyed by the shock and fire. Some new booths in the picture were built after the quake.

Fig. B. The town of Amino, severely damaged by the earthquake and fire.

Yamasaki Photo.

Fig. A. The Takahashi rift, crossing a country road near the village office of Gômura. The land in the back upheaved 0.52 m and shifted leftwards 2.5 m.



Tada Photo.

Fig. B. The Takahashi rift in a mulberry field in the village of Gômura.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Yamasaki Photo.

Fig. A. The Takahashi rift in the village of Gômura, crossing a road and making vertical displacement 0.69 m and horizontal shifting 2.5 m.

Yamasaki Photo.

Fig. B. The Takahashi rift in Gômura. The rift runs from the front of the picture into the village in the back making mole tracks. The paddy field to the right of the rift upheaved.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Yamasaki Photo.

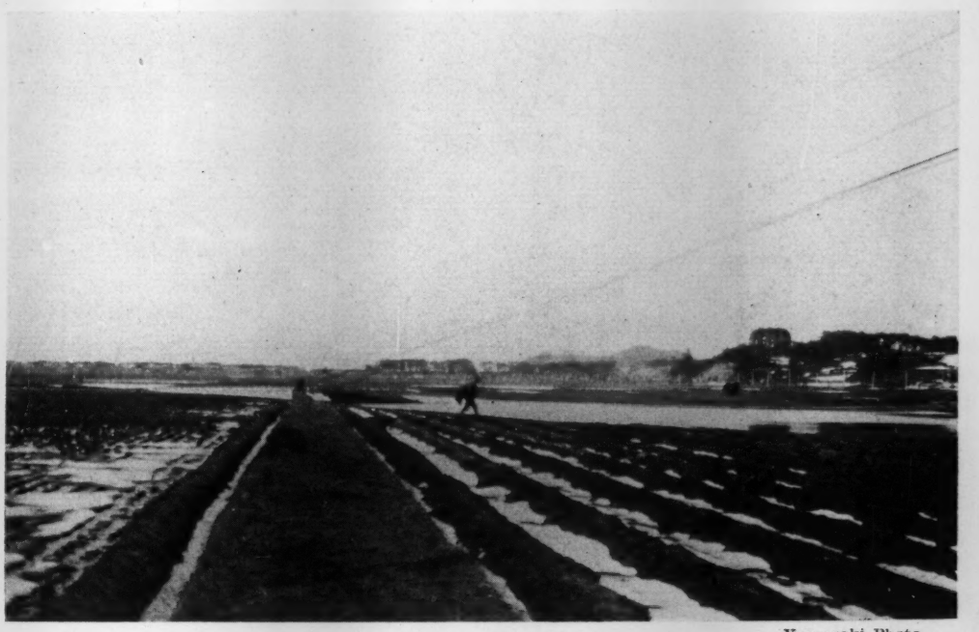
Fig. A. The Takahashi rift in the village of Gômura.
The land to the left considerably upheaved.

Tada Photo

Fig. B. The Takahashi rift in Gômura through the snow clad field making a step, a half metre high.

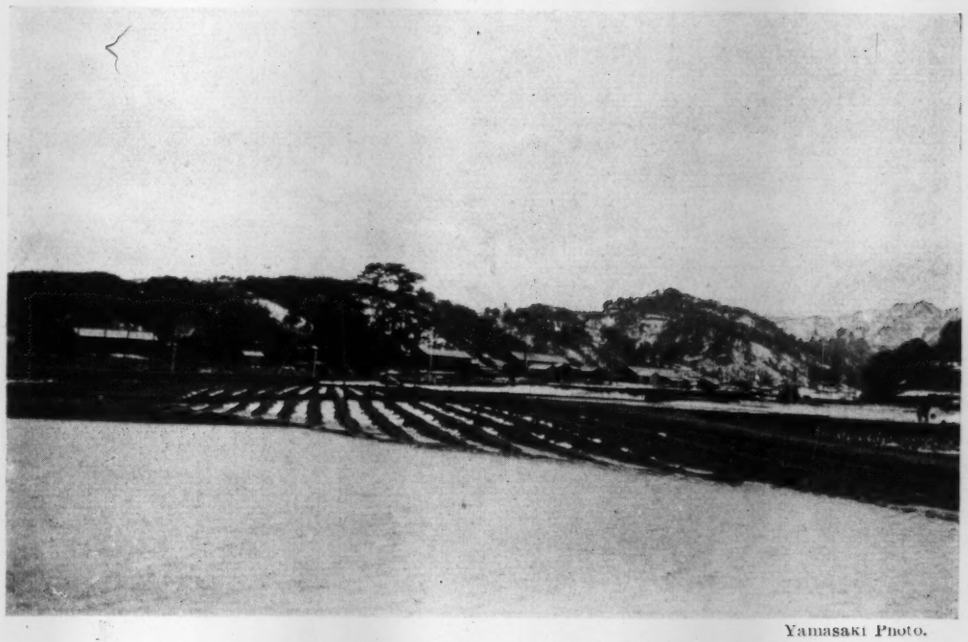
Yamasaki Photo.

Fig. A. The Takahashi rift near the railway station of Amino, making a wavy swelling of paddy fields and collecting water in its shallow depressions.



Yamasaki Photo.

Fig. B. Ditto.



Yamasaki Photo.

Fig. A. The Takahashi rift near the railway station of Amino. The paddy field partly depressed and collected water.

Yamasaki Photo.

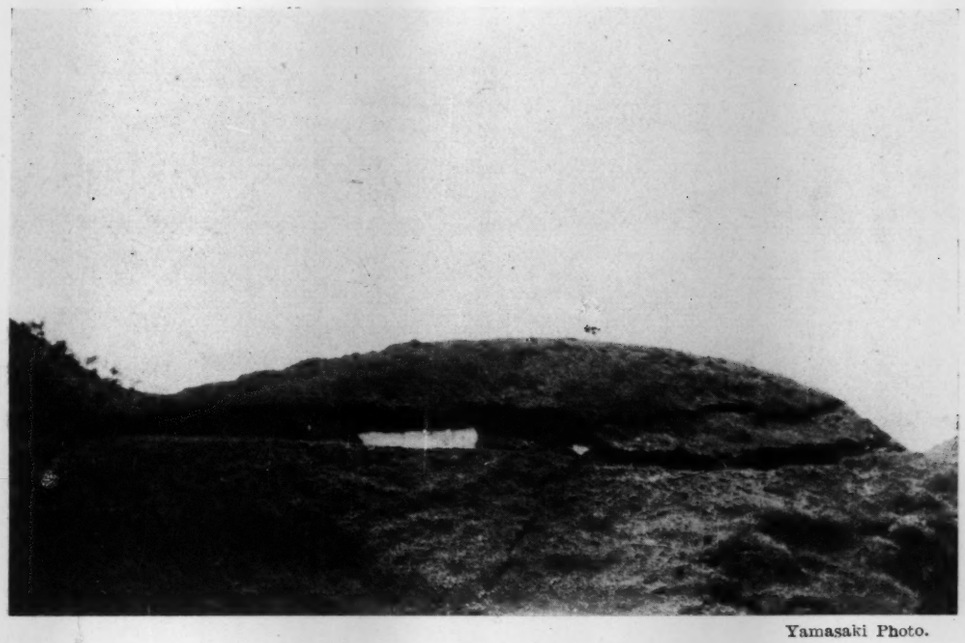
Fig. B. The Takahashi rift near Otoko-Benten. The surface of the even paddy field makes a complicated combination of faults and flexures.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Tada Photo.

Fig. A and B. The Takahashi rift crossing a hill in the northwest side of Tokura valley to the west of Asamogawa.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）



Yamasaki Photo.

Fig. A. The north end of the Gômura fault on the coast of the Sea of Japan. The fault is indicated by a huge cleft through the agglomerate bluff in the centre of the picture.

Tada Photo.

Fig. B. The Nimbari rift in the Gômura fault zone. The paddy fields to the left remarkably upheaved.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Tada Photo.

Fig. A. The Takahashi rift in Ikunouchi. A remarkable slickenside made by the fault plane in granite.

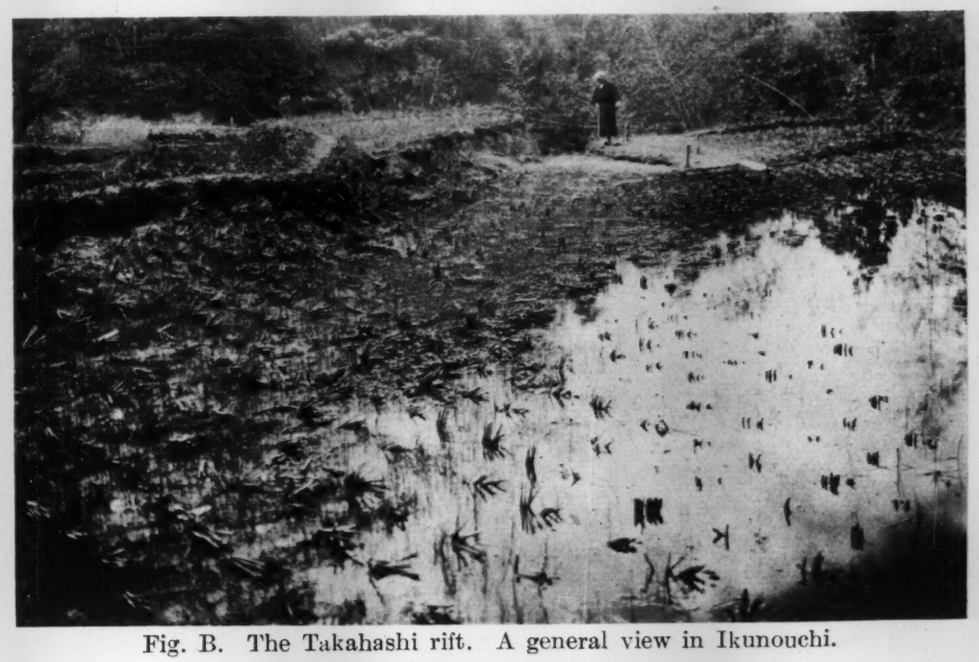


Fig. B. The Takahashi rift. A general view in Ikunouchi.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

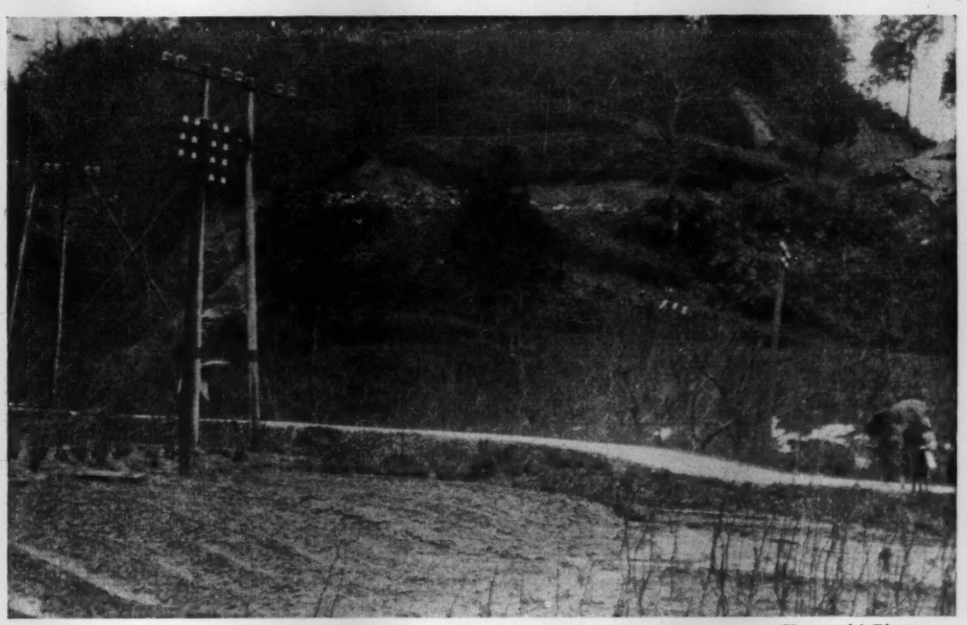
Yamasaki Photo.

Fig. A. The valley of the River Kurahashi, along which the new Yamada fault is formed.

Yamasaki Photo.

Fig. B. The Yamada fault is formed along the foot of the granite hills, an old fault scarp to the right of the picture.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）



Yamasaki Photo.

Fig. A. The Yamada fault making a remarkable flexure on cultivated land and Mineyama highway instead of a steep rift.

Yamasaki Photo.

Fig. B. The Yamada fault making a fracture cut deep into granite, near the Shiroyama tunnel.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Yamasaki Photo.

Fig. A. Submergence of a part of paddy fields along the Yamada fault in Otokoyama on the shore of the Bay of Yosa.

Yamasaki Photo.

Fig. B. Large rifts of the Yamada fault in a mulberry field of the village of Yamada.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Fig. A. A monument in Mineyama was broken and fell down.

Fig. B. Village houses in Yamada, destroyed by the shock.

Fig. A. The land slip of a sand dune, near the Lake Hanare.

Tada Photo.

Fig. B. The tongue of sand masses slipped down into the shallow basin of the Lake Hanare.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

Yamasaki Photo.

Fig. A. The land slip of a sand dune near the Lake Hanare.

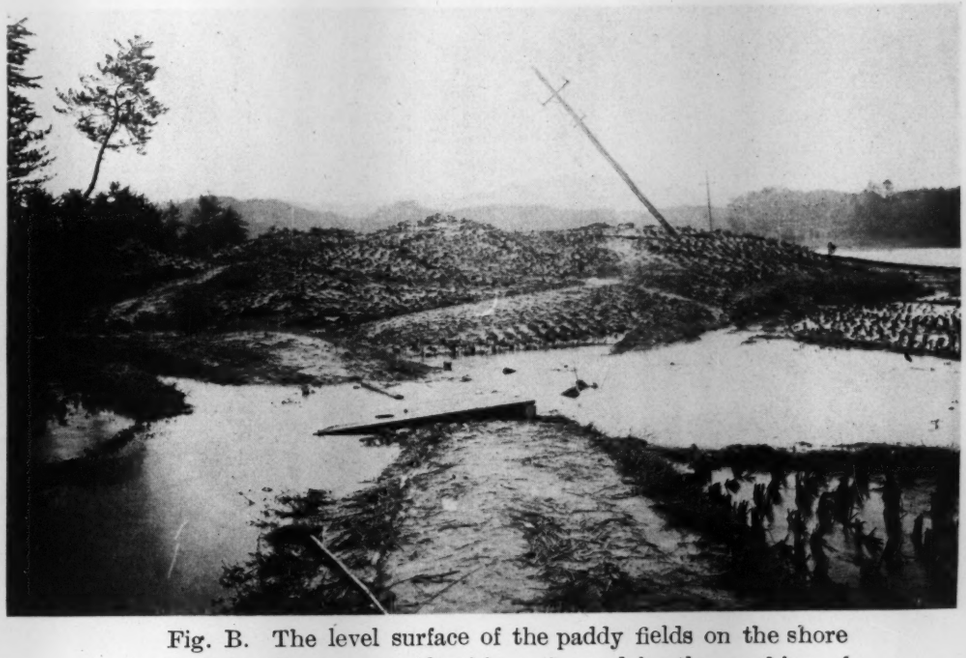


Fig. B. The level surface of the paddy fields on the shore of the Lake Hanare considerably upheaved by the pushing of the tumbled sand masses.

（震研彙報第四號、圖版、山崎、多田）

丹後大地震調査報告

所員 今村明恒

On the Destructive Tango Earthquake of March 7, 1927.(1)

By

Akitune IMAMURA.

Seismological Institute, Tokyo Imperial University.

The destructive Tazima earthquake, which took place on May 23, 1925, at 11 h 10 m and originated at 134° 50′.5 E, 35° 38′.7 N, was followed by another shock, which had quite similar character but caused far greater destruction of lives and property, on March 7, 1927, at 18 h 27.6 m at 135° 1′E, 35° 39′N, about 18 km. to the east of the epicentre of the former shock. Fig. 1 and 2, which give the comparative view of these earthquakes, indicate the E.-W. motion at Tokyo reduced into natural size. These seismograms were obtained with the horizontal pendulum seismograph, whose free vibration period is 30 sec., damping ratio 1.6 and pointer magnification 1.5. Fig. 5 shows the most disturbed area in Tango Province, Kyoto Prefecture, the parts enclosed by two dotted lines covering the area where collapsed houses numbered more than 1 and 10% of the total. The actual casualties are shown in Tables I and II.

In the recent Tango earthquake, two independent faults were produced along the old tectonic lines. One in the north (the Gô-mura fault) has a track 18 km. long, trending NNW-SSE, with an upthrow (max. 0.6 m.) and southward shift (max. 2.7 m.) of the west side, while the other in the south (the Yamada fault) has one 7 km. long, trending at right angle to the former, with upthrow (max. 0.4 m.) and eastward shift (max. 0.8 m.) of the north side. The area within a km. or two from each fault showed the seismic intensity as high as one-half or two-fifth of gravity and experienced the destruction of houses as many as 90%.

Permanent upheaval about 80 cm. as high at a maximum occurred along the coast of the Sea of Japan in the west of the Gô-mura fault as far westward as Tui-yama Cove. Temporary elevation seems also to have taken place during 2.5

(1) A revised note of one written by Mr. N. Nasu and the present author under the same title, Proc. Imp. Aca., vol. 3, no. 4.

hours just before the great shock. This was observed by fishermen at Mitu and Sunakata, where the sea-water made, during that time, an unduly ebb as much as 60-100 cm.

Tunami was also observed soon after the earthquake at Sioe, Taiza, Tuiyama, Ui and other places, but it was quite harmless (see Fig. 7). At Taiza, it ebbed at first as low as 1.3 m., and then flowed as much as it had ebbed, the subsequent ebb and flow having been smaller.

As soon as the catastrophe was reported, my colleague Mr. N. Nasu, assisted by three observers, started for the place carrying with them three portable tromometers, of which two were "the 25th year type"(1) and the third "the improved Omori type," in order to make there a seismic triangulation. These instruments had the following constants:

Instrument	Free vibration period	pointer magnification	Registrable amplitude	Time scale
25th year type	7 s	50	0.001-1.0 mm.	90 mm./min.
Impr. Omori type	4 s	50	0.001-1.0 mm.	50 ,,

The first two seismographs were installed at Maiduru and Kinosaki on March 11, and the third at Ine a day later. The result of observation is shown in Table III. (See also Fig. 5.)

Soon it became clear that seismograms from the different stations could, with only a few exceptions, be divided in two categories—types A and B (Fig. 8 and 9). The type A has the following characters:

The initial phase is comparatively large, the ratio of amplitude of $\overline{S}$ to that of $\overline{P}$ ranging from 1.5 to 4.0. The principal portion consists of an isolated wave of a period of about 0.5 sec., a series of waves of quick period (about 0.12 sec.) being superposed on it and occupying the subsequent few seconds. Two or three long waves (probably surface waves), each of a period of 2.5-3.0 sec., occupy the initial half of the whole course of earthquake motion. The shocks, to which this type is due, are distributed on or near the Yamada fault; their origins seem to be very shallow, even the deepest being only 8 km. deep.

The type B has the following characters:

The initial phase is comparatively small, the ratio of amplitude of $\overline{S}$ to that of $\overline{P}$ being 10-30. The principal portion consists of the waves of quick periods as in the type A, but those slow waves which give that special aspect to the other type are lacking in the present case. Shocks of this type belong to the Gô-mura fault and are, as a rule, distributed in the west of that fault; their origins are not so shallow, being sometimes 20 km. deep.

The after-shocks of both types change their stage of activity from time to time and

(1) Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., I, pp. 8-21.

from place to place, though they do not part so far from their respective mother fault. Some of them are assumable to have been originated on the surface of the new faults and some other at the bottom of the tilted block. If this be admitted, the boundary of the seismic origin would be worked out. The surface of the Gô-mura fault m y possibly incline toward WSW with a dip 70° and an ave·age depth of 6 km., and that of the Yamada fault toward NNW with a dip of 75° and an average depth of 4 km. It must also be remarked that there were a few other shocks which originated on other tectonic lines.

On the other hand, the Department of Military Land Survey started, at the request of the Earthquake Research Institute, field works soon after the catastrophe; the geodetic triangulations of the primary and secondary trigonometrical points and the precise levellings along the old and new bench-mark lines have already been executed once or twice and are to be repeated as far as the work is considered to be complete·enough. No accurate result is yet obtained, but the data which came out directly from the observations seem to suggest something. In Fig. 10 and 11, the difference of the re-observed and observed angles is given at each trigonometrical point. Admitted that a pair of the southern-most stations did undergo the least change, then it will be noticed that the horizontal dislocation along the Gomura fault is almost equally distributed in both sides of the fault. A slight counter-clockwise twist is also to be recognised in the whole seismic area.

Turning now to the result of the precise levellings made in April (see Fig. 10), the bench-mark at Kutiono, which has conveniently been taken as a standard station, seems to have been elevated as much as 12–15 cm., so that each datum in this respect is required to be corrected by this amount. The result may be that the western block of the Gomura fault and the northern side of the Yamada fault were upheaved and each opposite side subsided, the nearer the bench-mark is to one fault the more conspicuous being the change. Here we must not overlook the effect of the Tazima earthquake of 1925 upon the topographical changes in the western part of the seismic area which we are now considering.

The new bench-mark lines extending over the northern part of the seismic area were laid in April, and the whole lines were re-observed in June, that is to say, after about 40 days. The result is given in Fig. 11, which shows that the contrast of the topographical changes as revealed at the first observation became increased in the direct vicinity of the Gomura fault, but lessened in the distances.

From the above-stated facts and other considerations, for instance, the direction of the initial earth's movement at the different meteorological stations (Fig. 6), we idealize the mechanism, which caused the present earthquake as follows. In virtue of the stress, which has long been applied from NW toward SE upon the block adjacent to the Gô-mura fault, this block was at last forced to upheave itself very slowly. This strained condition lasted for a few hours, but the balance

was finally broken at the Gô-mura fault, and then the western side was elevated and displaced toward SSE, while the other side made a rebound in the opposite sense, an earthquake of the severest category and possibly of the type B being consequently generated. As soon as this primary motion approached in its way of propagation to Yamada, another commotion was created there and the earthquake motion of the type A was added.

The Tazima and the Tango earthquakes have furnished us with new examples of the eastward or northeastward translocation of activity which has been prevailing in the seismic zone along the coast of the Sea of Japan. As regards the problem whether this tendency should continue further, we hesitate to think it so simply, as the region which has recently been active is the tract of elevation and hitherto experienced no destructive shock during the historical epoch, while the next area in the east is that of depression and was once visited by a destructive earthquake in A. D. 701.

Among various studies which may probably lead to the prediction of earthquake, that which appears to us to be rather hopeful is the observation of the strained condition of the earth's crust which is likely to take place before earthquake occurs. In the recent destructive Tango earthquake the phenomenon was indicated by an upheaval as high as one meter or more at Mitu and Sunakata, i. e., along the coast in the east of the Gomura fault, attaining this state two and half hours before the great shock took place, though the change was less pronounced in both sides of the above-mentioned places. Mareogram obtained at Tuiyama Cove does not show such a change, but, on the other hand, it shows that the sea was very calm on that day (with NE breeze), the range of high and low water marks was only 20 cm., the land was suddenly raised as much as 15 cm. at the moment of the great shock, and subsequently a small *tunami* came in (see Fig. 7).

Similar phenomena were observed in the cases of the past destructive earthquakes originated in the coast of the Sea of Japan. In fact, this coast was during the past 140 years visited by five destructive earthquakes which accompanied characteristic upheaval or subsidence as shown in Table IV.

Why the observations of the phenomena in question are limited to coast of the Sea of Japan is simply due to the fact that that sea has its level almost unaltered by any oceanic tide, thus becoming a fair standard for the estimation of the topographical change of the coast. According to the result of the precise levellings, executed in Japan during the recent 40 years whenever a remarkable earthquake took place, even not so big a one, wherever it originated, accompanied more or less upheaval or depression, so that the assumption that *topographical change precedes earthquake* may not be so absurd.

Ishimoto's clinograph, which can register a tilting as small as a decimal of a second, registered at Tokyo a characteristic tilting which appeared from a few

weeks before, to the day of, the great Tango earthquake. Similar phenomenon was observed with his instrument in the case of the Tokyo earthquake of Aug. 3, 1926, and with one installed at Miyadu, in the case of the shock on April 1, the biggest of the after-shocks of the Tango earthquake.

The Earthquake Research Institute is now attempting to have, among others, a network of stations, each equipped with a pair of clinographs and other auxiliary instruments necessary for carrying on the study concerning the earthquake prediction.

July 1927.

緒說 去る大正十四年五月二十三日午前十一時十分頃但馬國北部に起つた大地震は、震原を城崎郡津居山港の邊、東經一三四度五〇•五分、北緯三五度三八•七分の位置に有し、港の東岸丘陵上に所謂田結斷層を現出したものであつたが、此後一年十月未滿を經て、當昭和二年三月七日午後六時二十七•六分には、前回の震原から東へ凡そ十八粁、東經一三五度一分、北緯三五度三九分の邊を中心とし、丹後北西部に大地震を起し、人命財產の損失について、前者に十倍する程の災害を被らしめた。此二地震は相互關係につき重大な學術的意義を有するものであらうが、次に東京に於ける觀測の結果を掲げて、兩者の比較上の概念を畫て見たい。

第一、二圖は東京帝國大學地震學教室内に於て、同一の器械を以て記錄した結果であつて、各地震の東西動を示すものである。器械の常數は自己振動の週期三〇秒、倍率一•五倍、振幅減衰率一•六であるが、本圖は原圖を三分の二大に縮寫し、大體に於て土地の實動を示す樣にしたものである。兩圖の比較に於て第一に氣附かれる事は記象の相似なる點にある。特にS位相以降に於ては、兩者の對應位相が同一文字を以て示された通り、極めて明瞭であり、同時に兩者の大さの比較觀念が得られる。其中に於てSからFまでの間は、今回の地震の振幅が前回の場合の凡そ三倍に當るがL以降Qまでの間に於ては凡そ五倍に當る。此倍數の相違することは理由の存することであらうが、震原の深さの相違に關係するのかも知れない。即ち今回の地震は前回のに比較して震原が更に地表に近く、隨つてL以降地表を傳はる波動が比較的に大きく現出したものと解釋するのである。P$\overline{\text{P}}$につゞく緩漫な波動についても特別な意味がある樣に思はれる。(表面波動の大さと、震原の深さとの關係は餘震の觀測結果を論ずるとき、再說することにする)。

此等の二つの記象を、震原位置の比較研究に資することも興味ある問題である。兩者の相似性から、震原の相近きことが第一に想像せられるのであるが、之を更に確實にするには、南北動並に上下動をも比較に取る必要がある。即ち初動方向によりて推定せられる震原の方位の略ぼ相一致することが確められるのであるが、唯初期微動繼續時間に於て、前回の地震が六十一秒なりしに比較し、今回は五十九秒で丁度二秒の短縮である。即ち震原が前回よりも十五粁程東方に偏したことを示すものであつて、震度分布其他の關係から推定した結果に概ね一致するのである。

第三、四圖は東京及び鎌倉に於て、今村式二倍强震計を以て得た記象である、各器械の自己振動週期が十秒であるから、最初からFと名づけた位相に至る間の觀測は實際の地動を示すものと見做し見られるが、L以降の位相は其振動週期凡そ六秒であつて、振子の自己振動週期十秒に近いから、觀測の結果に一々修正を加へなければならぬ。但し第一圖を與へた一倍半器械は其自己振動が地動週期の五倍に達して居るから、これには斯様な修正を加へる必要がない。

以上觀測の結果によりて、東京に於て人身に感じた地動は大體次の様なものであつたらう。

位相 Phase	全振幅 2a（糎）	週期 T（秒）	加速度 α（秒、糎）	位相 Phase	全振幅 2a（糎）	週期 T（秒）	加速度 α（秒、糎）
	cm	s	cm/s²		cm	s	cm/s²
A	0.9	2.7	2.5	E	1.4	1.9	7.8
B	1.3	2.7	3.6	I	7.8	6.7	3.5
C	1.5	2.6	4.5	J	8.6	6.0	4.8
D	1.6	2·5	4.0	M	8.9	6.3	4.5

即ち東京に於て、S乃至Fは容易に感じ得る程度であつて、IJMの邊は緩漫な波動としてこれも同様の强さに感ずる程度である。但し此様な距離の地震、緩漫な地動は、地盤の硬軟に影響しないことが東京鎌倉の比較觀測によりて氣附かれる。

斯様な强震計が震原近くに据附けてあつたならば或は有益な結果を與へたであらう。近時中央氣象臺では同種類の地震計を製作し、要處に配置しつゝあるから、完備の曉には今回經驗した様な遺憾の點が消滅するであらう。

被害統計と等震線 第一表は地震の中心たる丹後國中、與謝、竹野、熊野四郡に於ける被害を郡別にて示し、之に隣接府縣の被害數を加へたもの、第二表は丹後四郡の被害を町村別にて示すものである。震度分布の觀念を得る爲め、潰家百分率を町村別に求め、之によりて百分の一潰家區域と十分の一潰家區域とを震域圖（第五圖）に表はして見た。此様な方法によつて得られる震度分布の觀念は、潰家百分率を町村別にする代りに字別にすることによりて、一層明確になるべき筈であるが、此件は谷口囑託員も研究して居られたことであるから、重複煩雜を避ける爲めに、本報告には之を記載しないことにする。

震度分布を意味する斯様な圖は、震災直後兩日の間に於て、自分が內務省警保局から供給して貰つた被害公報によつて作つたものと甚だしき相違はない。三月九日將に出發せんとしつゝある先發所員諸氏に調査の目標を提供したことも無益

第一表 府縣別震災調査表

TABLE I. Casualties in the different prefectures or counties.

府縣 Prefecture or county		死者 Killed	傷者 Wounded	行方不明 Missed	全潰家屋 Collapsed houses		半潰家屋 Half-collapsed houses	全燒家屋 Burnt houses		半燒家屋 Half-burnt houses
					住宅 Resided	非住宅 Not resided		住宅 Resided	非住宅 Not resided	
京都 Kyoto	與謝郡 Yosa	551	637		1.692	2.071	3.380	439	371	25
	中郡 Naka	1.635	1.338	5	1.667	1.413	2.811	1.456	1.315	36
	竹野郡 Takano	799	1.100		1.721	1.412	2.077	755	623	54
	熊野郡 Kumano	6	61		174	302	1.271	1	1	
	計 Total	2.991	3.136	5	5.254	5.198	9.539	2.651	2.310	115
					10.452			4.961		
大阪 Osaka		21	127		121		113			
兵庫 Hyôgo		4	17		53		169			
奈良 Nara		1	3							
鳥取 Tottori					3					
滋賀 Siga			2		1					
合計 Total		3.017	3.285	5	10.633		9.821	4.961		115

備考 全潰の後全燒したものは全燒の中に計上してある

第二表 町村別震災調査表

TABLE II. Casualties in the different towns and villages.

郡町村 Town or village	世帯 Families	人口 Population	死 Killed	傷 Wounded	行方不明 Missed	全潰 Collapsed	半潰 Half-collapsed	全焼 Burnt	半焼 Half-burnt	全潰全焼百分率 % collapsed burnt
與謝郡 Yosa county	12.349	58.085	551	637		3.763	3.382	810	25	30 6.6
宮津町	2.726	12.401		1		7	12			0.3 0.0
與謝村	472	2.215		2		41	51			8.7 0.0
加悦町	835	4.130	25	57		487	551	31		58 3.7
三河内村	368	1.909	52	60		272	147	149	11	74 41
市場村	363	1.601	191	141		300	26	379	2	83 104
岩屋村	307	1.688	16	30		208	346	5	1	68 1.6
山田村	436	2.005	127	80		609	104	165	1	140 38
桑飼村	435	1.910	16	79		244	294	3		56 0.7
石川村	496	2.364	28	39		369	406	5		74 1.0
岩滝村	865	4.111	93	144		979	939	73	1	113 8.4
府中村	546	2.443	2			170	201		3	31 0.0
日置村	244	1.047		3		13	132		4	5.3 0.0
伊根村	384	2.096	1	1		10	10			2.6 0.0
吉津村	331	1.450				34	87		1	10 0.0
上宮津村	312	1.395				1	2			0.3 0.0
栗田村	586	3.051				2	2			0.3 0.0
養老村	618	2.897				6	18			1.0 0.0
世屋村	335	1.394					11			0.0 0.0
日ヶ谷村	298	1.267					6			0.0 0.0
筒川村	411	1.974				8	28			1.9 0.0
本庄村	402	1.899				3	9			0.7 0 0
野間村	289	1.350								0.0 0.0
朝妻村	290	1.488								0.0 0.0
中郡 Naka county	4.779	22.914	1.635	1.338	5	3.080	2.811	2.771	36	64 58
峰山町	988	4.585	1.123	404	4	287	99	2.459	9	29 249
丹波村	347	1.712	68	153	1	484	368	26	3	139 7.5
五箇村	442	2.118	11	26		96	104	1	1	22 0.2

周枳村	253	1.263	7	8		50	296	3		20 1.2
河邊村	308	1.239	9	13		54	394	5	2	18 1.6
奥大野村	169	1.116	42	91		189	161	29	2	112 17
口大野村	349	1.775	50	100		247	223	47	11	71 13
三重村	353	1.527	1	3		168	168	3	2	48 0.8
長善村	325	1.647	87	135		429	244	68	3	132 21
新山村	351	1.677	15	77		271	399	1		77 0.3
常吉村	182	826	6	33		130	210	6		71 3.3
吉原村	401	2.001	216	295		671	102	123	3	167 31
五十河村	311	1.428				4	43			1.3 0.0
竹野郡 Takano county	6.561	30.853	799	1.100		3.133	2.077	1.378	54	48 21
網野町	1.088	5.836	296	453		856	600	663	13	79 51
間人町	807	3.153	2	18		60	118			7.4 0.0
吉野村	270	1.221				46	61			17 0.0
溝谷村	411	1.708	2	1		25	51			6.1 0.0
鳥取村	365	1.954	62	67		429	379	9	8	118 2.5
深田村	329	1.433	6	17		116	157		4	35 0.0
豊栄村	556	2.354	8	3		50	90	1		9.0 0.2
上宇川村	332	1.480					2			0.0 0.0
下宇川村	566	2.369				3	2			0.5 0.0
竹野村	284	1.309				3	12			1.1 0.0
島津村	545	2.818	229	204		512	69	387	15	94 71
郷村	398	2.051	131	175		597	258	149	5	150 38
木津村	320	1.502	8	28		198	177	3		62 0.9
濱詰村	290	1.665	55	134		238	101	166	9	82 57
熊野郡 Kumano county	3.480	16.546	6	61		476	1.271	1		14 0.0
久美濱町	461	2.096	3	17		136	730		1	30 0.0
上佐濃村	386	1.817				13	24			3.4 0.0
下佐濃村	335	1.545				13	39			3.9 0.0
田村	351	1.767		2		49	30			14 0.0
神野村	320	1.561	3	12		147	167			46 0.0
湊村	386	1.793		23		51	157			13 0.3

海部村	411	1.990		2		40	78			9.7 0.0
川上村	494	2.344				16	19			3.2 0.0
久美谷村	336	1.633		5		11	27			3.3 0.0

ではなかつた様である。自分に取つては、之によりて地震觀測の三角網を的確に張ることが出來たのであつた。茲に此機會を利用して警保局に對して感謝の意を表して置く。

震域圖を見て第一に氣附かれることは、激震區域が南北の二個に區分せられることであつて、其處に震原推定上何物かを暗示するものゝ様である。此事項と鄉村斷層と山田斷層との出現、A 式餘震と B 式餘震との兩様記象とが密接な關係にあることは後に述べる通りである。猶ほ最激震區域が鄉村斷層及び山田斷層の中央部近くに接して現はれたことも注意すべきである。

第六圖は各測候所に於て觀測せられた地震初動の分布と、震度の分布によりて畫かれた等震線とを示すものである。震原附近に於ける初動分布は起震力の性質を推究するに必要であるが、此は後文に於て述べることにする。又等震線圖は之を一昨年の但馬地震の場合（震災豫防調査會報告第百一號拙文參照）に比較して頗る興味あるものである。有感の各測候所は次の通りであつて、有感區域、前回は西方にあつては九州に達しなかつたが、今回は其れを被ふて居る。然るに東方にあつては、强震區域こそ今回の方遙に廣いけれども、微震區域については餘り大きな相違がない。

各測候所に於ける震度

烈震——宮津、豐岡

强震——京都、和歌山、多度津、高知、德島、八木、福井、神戸

强震（弱き方）——大阪、洲本、彦根、岐阜、岡山、伏木、多度津、飯田、松山、甲府、境、名古屋

弱震——金澤、高山、津、新居濱、四阪島、廣島、沼津、吳、濱松、大分、潮岬

弱震（弱き方）——松本、横濱、佐賀、皆月、濱田、長野

微震——新潟、東平、熊谷、福岡、東京、宮崎、鹿兒島、横須賀、下關、敷香(?)

人爲的物件に對する地震現象　被害の統計だけでは地震の眞相は捉へられない。家屋の被害についても、其耐震的價値に關する地方的特徴を參酌すべき必要

があり、火災についても、地震の大小緩急或は被害民の災害防止に關する努力の程度を考慮すべき必要がある。

震原地方特に郷村山田の二斷層に接し、最大の被害を出した場處に於ては、地震が激烈であつたことは言ふまでもなく、我々が普通に內地の大地震に於て經驗する最大の震度に達したであらうが、特に注意すべきは初期微動繼續時間が短かかつたことである。大體但馬地震に於ける田結の程度と比較すべきであらう。即ち地震を感じ始めてから、最大震度に達して家屋倒潰を始めるまでには三秒程度の餘裕しかなかつたと見るべきである。此最初の三秒間も器物顚倒土壁崩壞を惹起す程度であつたらうから、地震に出會つた者の多數は精神の落着を失つたであらうし、機敏な處置を取つて屋內から逃出たものは、丁度崩壞家屋の軒下に壓伏される程度であつたらしい。地震力は通常の大地震の如く、凡そ重力の五割程度に達したらしく思はれる。峯山町南方小丘を占めて居る墓地に於て、丘陵の低部にある墓石中には些少の變位だもして居ないものが、いくらも竝列して居るのを見たが（某家の石碑同型にて臺石抔少しも傾斜なし、其中高さ七四糎底邊三四糎不倒、高さ七二糎底邊三〇及三一糎不倒、高さ七四糎底邊三〇糎倒、高さ七二糎底邊三〇・五糎倒、高さ七一糎底邊二九及三〇・五糎のもの一は倒れ他は不倒）、丘陵の高處にあつたものゝ中には寫眞版九丁に示した通り、水平の位置を保つて居る墓の臺石が他の臺石上に滑動變位したものもある。（其ずれ方には北六〇度西へ一四糎、北四〇度西へ四七糎、北七八度西へ三一糎などがあつた）。大地震に潰れた木造家屋は軸部と小屋組との接續部に於て挫折し、小屋組だけは其儘地上に立つことが通常であるのに、今回の地震に於ては小屋組まで潰れたものが多いため、地震力を特別に大きく見積つた觀察者もあつたが、此現象は震災地方に於ける家屋構造上の弱點に基づくものである、即ち棟木を支ふる柱、或は棰木を梁に結束する母屋は其繼手が不十分な爲めに右樣の結果になつたのである。又普通木造住宅の構造は寫眞版十甲に示された通り、二階の部は四壁を堅固に廻らす代り、階下は壁體少く、特に階上は雪國の習慣として重みある物品の冬季貯藏場とする爲め、耐震價値が著しく低いものになつて居る。 其外丹後縮緬機業の大小工場、何れも耐震的考慮が加へられてないので、火災に由らない人命財產の損害も相當に多かつた筈である。然しながら火災が損失の大部分を成したことは今回の場合に於ても明かな事實である。峰山町は特に其最も甚しかつたものであつて、人命

損失率の大なることに於て、震災史上の新記錄を出して居る。即ち全戸數九八八或は潰れ若しくは燒失し戸數九七六に對する死人一一二二を出し、實に一對一以上である。これは地震動が激しく、一擧にして凡そ八九割の潰家を生じたことが一原因には相違なく、之に加ふるに初期微動繼續時間短く、多數が下敷になつたことも見逃してはならぬが、然しながら災害防止上に於て根本の缺陷があつたことが、此新記錄の主原因と見做すべきである。生存者の語る所によれば、地震突發後十分時間を經過した頃には町の彼方此方から燃上がつた火元は十六を數へ得たといふ。正に一町四方毎に一個の火元に當る。是れ即ち被難者努力の不足を意味するものであつて、若し此處に先年の田結村民程の努力があつたならば、災害の大部分を免れ得たであらう。斯ういふ種類の覺悟が缺けて居たと思はれる村落中に濱詰村の磯區を擧げることが出來る。恐らくは平日の火災に對しても用意が缺けて居たであらう。同村濱詰區に於ては地震火災に對して警鐘を亂打しても、消防夫の之に應じたるは凡そ三十名中の四五名しかなかつたといふ。斯ういふ狀態では自分が平日主張して居る非常時の覺悟抔は迚も望まれ難いことであらう。「大地震に遭遇して最初の一分間を凌ぎ得たらば最早危險を脫し得たと見做してよい。餘震恐れるに足らず、地割れに吸込まれることは我邦にては絕對になし。老幼男女力のあらん限り災害防止に力むべきである。火災の防止を眞先にし人命救助を其次にすること、これが即ち人命財產の損失を最小にする手段である」。以上の如き理解が若し我地震國に普及したならば、我邦震災の九割は輕減せられるであらうと自分は思つて居る。それにつけても第一に欲くなるのは耐震構造の普及である。今回の地震に於て最激震區域に於ても、耐震構造とは言へなくとも、稍〻注意して建てられたものは倒潰を免れて居る。網野、口大野、山田各停車場並に其官舍抔（寫眞版十丙丁）が其好例である。これから新築するものは勿論、在來の家屋に對しては些少の補強工事を施すだけにても倒潰を免れる程度には達し得られるであらう。斯くすることは、大地震後の數分間に於て、災害防止に努力する人を多くする所以である。

前に災害防止につき努力の足りなかつた數例を揭げたが、反對に、被害者の努力によりて災害を減少し得た例にも乏しくはないのである。其一例としては岩瀧町の如きがそれであつて、町內の大火災を凡そ全町の半數に喰止め得たのであつた。

地變と海水異狀　今回の地震に於て地變の最も著しきは第一に鄕村斷層、山田斷層と名づけられた獨立したる二個の斷層の出現である。次に記載すべきは地盤の永久的或は一時的隆起、沙丘の沈下或は地滑り、津浪、溫泉湧出等であらう。

鄕村斷層は震域圖（第五圖）に示した通り、北は濱詰村磯區の東端に於ける三條の線を陸上に於ける終點とし、大體に於て北々西から南々東の方向を取り、南するに從ひ雁行的並列が次第に著明となり、三重村附近に出現したものを最南端とし、延長十八粁に及んで居る。斷層の最も著しきは鄕村高橋區の邊であつて、橫ずれ二百五十糎、段違ひ五十七糎に及んで居る（寫眞版一甲乃至丁）。此變動は關係的であるから、斷層の西部が南にずれたとも言へるし、或は東部が北へずれたとも言へるが、三角測量によりて表はれた角度の變化から想像すると、東部北方への移動と、西部南方への移動とが、餘り違はぬ分量に於て起つたらしい。但し上下の移動を水準測量の結果其他によりて見ると、大部分は斷層西部の隆起に由るものらしい。此斷層の他の方面に於ては高橋の北方なる下岡に於て、斷層が水田の傾斜沈下を以て示され（寫眞版二甲乙）、或は北端に於ける第三紀層盤の貫通（寫眞版二丁）、南方峯山町安區に於ける花崗岩の滑面（寫眞版三甲）等があり、最南端の雁行片が三重附近に於て鐵道線路を斜に橫切つて居る（寫眞版三）。山田斷層は峯山街道に於て著しく現はれ、橫ずれ八十糎、段違ひ四十糎に及んで居るが、これは主として斷層の北部が隆起した上、東方に移動したと解釋して然るべきか。此斷層は西方四辻附近にも著しく現はれ、又峯山街道の東、城山の鐵道隧道の南口に於て花崗岩を貫通し、東方男山渡場邊に於て土地の著しき沈下として現はれて居る（寫眞版四）。概して西微南から東微北の方向を取り、延長十四粁に及んで居るから、其規模に於ては鄕村斷層に亞ぐべきものである。

此等の斷層は地震の原因と直接關係を有すべきものであらうが、猶ほ考慮すべきは土地の一時的或は永久的隆起である。此種の變化は水準測量、或は海深測量の結果によりて明白になつた事實であるが、右の測量に先だち、即ち震災直後に於て、注意せる觀察者によりて氣附かれた所であつて、濱詰村夕日港に於ては八十糎の隆起なることが氣附かれた。（寫眞版五）。猶ほ瀨戸港にある檢潮儀記象（第七圖）に據れば、大地震に伴ひ突然五糎程の隆起があつた樣に見える。併し我々が最も興味深く感ずるは、斯樣な永久的隆起でなくして、大地震前に於ける一時的隆起である。即ち三津に於ては地震の二時間半程前に（午後四時頃といふ）

平潮よりも四尺程（或は二尺程といふものもあつた）潮が引いて居たことを漁業者仲間で氣附いた。砂方に於ては同じく三尺程引いたといふ。此事實を氣附いたものは大抵午後四時頃に沖から歸り合せたものであつて其平常に比較して著しき相違なるに驚いたといふ。此現象は前記二所に最も著しく、遊にては氣附かれず、濱詰では潮の引き方が五寸程度、淺茂川では五寸乃至一尺、湊村蒲井では五寸乃至一尺程の潮の干滿が當日朝から幾回ともなく起つた、抔と言つて居る。又濱詰の中、鹽江や磯に於ては地震前の隆起一尺程度、間人から經ケ岬の間に於ても一尺乃至五寸の程度で、北するに從ひ、それが次第に不鮮明になり、經ケ岬を越えて彼方には全く此現象が認められなかつたらしい。

今回の震災區域に於ては、淺茂川以西濱詰の本村までを除き、他の沿岸地方は大抵沙丘を以て被はれて居るので、之に特有な地變が起つた。土地の沈下地滑り（寫眞版六、七）著しく、或は底部に當る地盤の一部を押し上げ、甚しきは小規模の山津浪を起した。此中、島津村遊の西南から起つたものは最も著しく、長さ四百米幅百米の面積を被ふて仕舞つた。

溫泉冷泉の異常も亦特筆すべきものであらうが、木津村に於ける溫泉は平常に比して幾分の增溫、增量をなして四二度乃至四四度を示し、新たに噴出した數個のものは初め三三度程度であつたが、一月の後には二三度に下つた。又岩瀧町弓木に噴出した三個の溫泉は震後數週間を經過して始めて發見せられたものであるが、四月十七日の驗溫によれば一七•六度、一八•〇度、一九•〇度等であつて最後のものが最多量であつた。

地震前に於ける溫泉冷泉或は井水の異常については餘り注意せられなかつたが、蒲井東町に於いて押上ぽんぷで汲む井水は前日來濁つて飲めなかつたと言ひ、當日鯖漁に行つたものは魚が全部水面に浮んで、餌につかなかつたことを經驗したさうであるが、前に記した様な種類の異狀が海底に起つたのであるかも知れない。

震原地方若しくは其近海に游弋して居た船舶は、海震を感じたこと勿論である。鹽江の海岸に近く居た小舟は突然五尺程も持上げられた様な感じがしたといふ。

津浪は其被害こそなけれ、震原並に其近くの沿岸に於ては多少の潮の干滿を認めた、中にも間人が最も著しく干滿の差七八尺にも及んだらしい。併し津浪について最も正確な觀念を與へるものは瀨戸に於ける內務省土木局出張所に於て得ら

れた驗潮儀記象であらう（第七圖）。之によれば當日に於ける潮の干滿の差は七寸程で地震は丁度滿潮時に起つた。此日北東微風の影響によるか、平均水位は平常よりも二三寸程低かつた。大地震と共に陸地は急に五糎程隆起し、十分時間の後、高さ二七糎なる津浪第一波が到着した。つゞいて五回程の浪が來たが、高さは次第に小さくなり、凡そ三時間の後には平潮に復した。浪の週期は凡そ十二分であつたが、此は津居山港に於ける定常波の週期を示したものである。

餘震の三角測量　震災の報傳はるや否や、豫ねて準備してあつて三臺の携帶用微動計を震災地に運搬し、餘震の三角測量を試みることにした。器械の二個は十四年式であつて一個は大森式の改良型であつた（本彙報第一號參照）、其中前の二個は舞鶴と城の崎とに据附け、三月十一日に觀測を開始し、後の一個は伊根に据附け、翌十二日に觀測を開始した。相互間の距離伊根舞鶴間二五•五粁、舞鶴城崎間五〇•四粁、城崎伊根間四三•五粁は震原の深さまで求めたい爲めに選んだが、寧ろ今少しく相接近せしめた方が好都合であり、且つ三個の代りに四個とする方、種々の意味に於て良好の結果が擧げられるであらうと感じた。

第三表は三所の觀測が揃ひ始めてから、三月二十日に至るまでの概要を示したものである。實際此三角測量は今日（昭和二年十月）猶ほ續行しつゝあり、餘震の分布特に活動の中心の移動についても、興味ある成績を出しつゝあるが、これは那須理學士の擔任とし別に纒めて報告することにする。

第三表　TABLE III.

餘震觀測表　Observation of after-shocks.

時 Time	震央 Epi-centre	深サ Depth	形式 Type
三月十二日　March 12			
h m		km	
15 42	Ke	3.0	A
17 15	Ig 1	7.8	B
20 35	Jd	7.0	B
三月十三日　March 13			
6 30	Jh 1	6.4	B
h m		km	
7 43	Jh 2	15.8	B
10 20	Hl	17.6	B
11 00	Kg	5.8	B
11 16	Ge	2.0	B
12 52	Og	5.7	A
13 37	Ji	4.4	A
20 25	Bf	23.7	—
20 36	Dt	3.0	—
三月十四日　March 14			
h m		km	
6 45	Hj	7.0	B
10 44	Fj	13.8	B
12 49	Hi	7.8	A
13 22	Ik	15.9	B
14 02	Gg	9.4	B
三月十五日　March 15			

h m		km	
13 41	If	4.7	A
13 47	Hg	5.9	B
14 24	Ii	3.9	—
16 21	Hd	5.4	B

三月十六日　March 16

10 57	Md	4.6	A
11 11	Ne	4.8	A
16 04	Fr	5.6	—
17 12	Ih	5.0	A
17 54	Gq	2.0	—

三月十七日　March 17

2 05	Gi	6.9	B
3 27	Hg	3.2	B
4 53	Jh 3	3.5	A
6 52	Hk	8.8	B
7 40	De	9.6	—
22 39	Ie	2.7	A
23 40	Gk	7.3	B

三月十八日　March 18

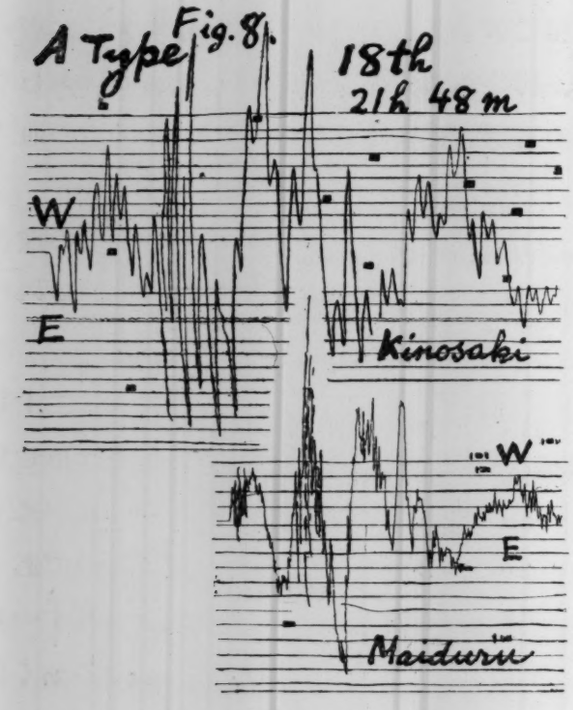
2 41	Gj	6.3	A
3 04	Jg	3.0	B
3 50	Jh 4	7.0	A
6 16	Kf	9.0	—
9 29	Je	3.0	A
13 35	Kd	14.4	—
14 55	Ig 2	10.0	A
21 48	Ia	4.9	A

三月十九日　March 19

h m		km	
5 17	Ig 3	2.7	A
6 22	Mf	10.4	—
12 52	If	6.0	A
15 50	Bq	24.0	—
19 29	Ie	5.8	B
20 04	Hm	5.0	A
20 05	Fp	15.0	—

三月二十日　March 20

9 51	Hd	8.2	—
10 53	Jl	6.0	B
11 26	Hk	14.9	B
13 46	Dt	10.3	—

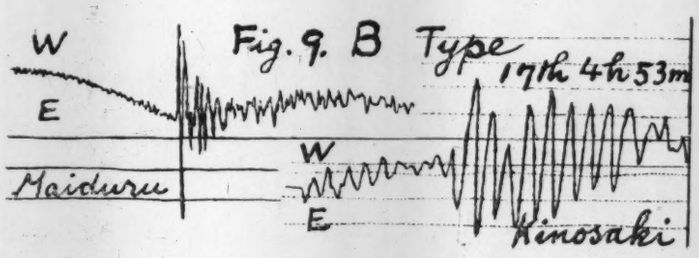


第八圖　A式記象

觀測開始以來日ならずして明かになつたことは、餘震記象に二種の形式の存在することであつた、假りに之をA式B式と名づけるならばA式は次の様な特徴を備へて居る（第八圖）。

初動比較的に大きく、振幅 $\overline{S}$ の $\overline{P}$ に對する比が一・五乃至四・〇位である。主要動は週期凡そ〇·五秒の孤立した波動から成立ち、之れに〇·一二秒位の週期の急な而も連續した小波動が重なり、引續いて次の數秒間を占領して居る。此等の外に、二·五秒乃至三·〇秒なる週期の波動、即ち稍〻緩漫で而も可なり大きな數個の波動が全地震動の前半を占めて居ることが、最も著しき特徴である、此波動は後に引用することがあるから、之を假りに R 波と名

づけて置く。此式の餘震の地理的分布を見るに、多くは山田斷層に接近して表はれるので、此斷層と最も密接な關係を有するものらしく、震原の深さ比較的に淺くして、最深のものも八粁を越えない程度である。



第九圖　B式記象

B式は次の特徴を有つて居る（第九圖）即ち初動比較的に小さく、振幅 $\overline{S}$ の $\overline{P}$ に對する比が一〇乃至三〇に達する。主要動は A 式と同様に稍〻急なる、而も著しく大なる波動から成立つて居るが、然しながら A 式と異なる點は、前に R 波と名付けた種類の波動が全然存在しないことである。此種の餘震は多く鄕村斷層に接近して起り、特に其西方に數多く現はれた。さうして震原の深さは A 式の様に淺くなく、時としては二十粁にも達する。

A B 兩式の最も著しき相違は R 波の存否であるが、之れと全く類似の關係を示すものは火山性地震である、即ち火山性地震の噴火爆發に伴ふものは A 式と同様であるが、爆發を伴はない火山性地震は B 式と同様である。此相似は震原の深淺に起因する様考へられるが（A 式は震原淺く、B 式は稍〻深し）、果して然りとすれば、R 波は恐らくは表面波であらう。同僚妹澤博士の說が斯くの通りであつた様に思ふ。

A B 式の相違は注意深い地方人士にも體驗せられた。即ち前者は地鳴の豫告を與へない餘震、後者は此豫告を與へる地震といふのであるが、これは記象の特徴にも一致する。

餘震の分布を詳細に觀察することは次の機會に讓ることゝし、單に三月二十日に至るまでの觀測に徵するに、B 式地震は主として鄕村斷層の西方に分布せられ、且つ其震央と該斷層との距離は震原の深さに略ぼ比例する様に見える。恐らくは此等の餘震は斷層面上に存在する不安定の調節によりて起されたものであらう。斷層の最も著しく現はれた高橋附近に餘震の少きは震災直後から三月十一日までの間に或は多く起つて仕舞つたことを意味するかも知れない。以上の如く假定するときは斷層面が地下に潛入して居る大體の傾斜が推定せられることになる。これに依りて鄕村斷層は伏角七十度を以て西南西に傾き、此處に發生した餘

震ノ深さは平均六粁となる。又山田斷層に於ては餘震の平均深さ四粁となり、斷層面は七十五度の伏角を以て北々西に傾いて居ることになる。但し餘震は單に此等の二斷層に直接の關係を有するもの許りではなく、他の古い斷層に沿ふて起つたものゝあることを忘れてはならぬ。

餘震中に於て震原の深さの最大なるものも二十粁の程度に過ぎない。これは今回の地塊運動に加はつた地塊の底部の深さを示すものかも知れない。然し震原推定に用ひた公式が通常のものであるので、自分の考は今回の地震の如く、花崗岩の能く發達した場處に起つた場合は、あの公式にて大抵差支なき見込なるも、正確を要する爲めに、今一所の觀測點を加へることが、今後の調査に於ては望ましいことである。

地塊運動と地震の豫知問題　地震研究所の委託によりて成されたる陸地測量部の震災地域に於ける一二等三角測量並に水準測量は未だ完了に遠いけれども、既に實測せられた直接の値だけでも、或る有益な結果を暗示するもの、様である。

第十圖及び第十一圖に於て示されたるは、第一に一二等三角測點の相互の角距につき、震災後のものと震災前のものとの差である。即ち此差の正値は角距の增大したることを示し、負値は其減小したることを示す。假りに最南の二測點の位置が今回の地震によりて最小の變動を受けたものとするときは、震災地域は鄉村邊を中心とした鉛直軸の周りに、反時針の方向を有する小廻轉運動をなした様に見える。

次に同圖は水準測量の結果をも示して居るが、第十圖に於ては昭和二年九月舊水準線に沿ふて測りたる値と前測値との差を示し、更に點線を以て新設水準線の位置を示して居る。但し實測に際し、便宜上、口大野に於ける水準點を不動と假定して、前後二回實測の差違が計算されたから、若し口大野が多少の變動をなしたならば、此變動の値を以て各測點の値を修正すべき必要がある。實際宮津以東に於て今回又は一昨年の震災區域から遠ざかつた位置に於ては當該差違十二糎乃至十五糎の負値を示して居るから、口大野は今回の地震によりて十二糎乃至十五糎の程度に隆起したものと解釋すべきである。斯く假定するとき、鄉村斷層峯山附近に於ては東部が凡そ三十糎沈下し、西部が凡そ四十五糎隆起したと見ることが出來る。即ち鄉村斷層に沿ふて出現した上下の段違は東西兩部に大差なく分配

されたものと見るべきである。舊水準線を更に西方に追跡するときは、緩漫な勾配を有せる隆起が久美濱邊まで擴がる様觀察されるが、更に南西豐岡の方へ追跡するとき、再び著しき沈下が現はれて來るのは、大正十四年但馬地震の結果と見るべきである。

次に山田斷層の附近を見るに、南方に於て十糎乃至二十糎の沈下が見えないではないが、重な地變は斷層北部に於て九十糎に達する隆起である。これは地震力が此斷層以北の地塊に働いた結果と見るべきであらう。

水準測量は更に六月に於て、即ち四月の實測後凡そ四十日を經て、再び行はれたが其結果は第十一圖に示してある。それによると郷村斷層の兩側に生じた地形變動が、微小ながら更に幾分の增進をなしたといふことになる。此點は關東大地震の場合と異なるので、注目に値する事項と言はなくてはならぬ。

地震發生の機構を推究するには第六圖に示された地震初動の分布をも參考すべきである。今一つ郷村斷層の雁行的狀態をも考慮に加へる、即ち該斷層の北部は雁行的狀態が著明でないけれども、南するに從ひ各片次第に相遠ざかつて居る。此等の事實を參考に取り、地震力は主として郷村斷層以西の地塊に働いたものと考へられる。さうして其以東の地域並に山田斷層以南の地域は受身に働いたものと見る。更に郷村斷層以西の地塊に働いた地震力の方向に就いては大體に於て北西から南東の方向が認められるけれども、稍〻詳細に述べるならば該地塊の北部に於ては地震力は斷層線に直角の方向に偏し、南部に於ては平行の方向に偏したと考へる方が便利である。即ち斷層片の雁行的特徵と地震前後に於ける地形變動特徵が說明され易くなるのである。

今斯様な力が地震前長い時期に亙つて働きつゝあつたとして、郷村斷層以東の地域は西或は西北西からの壓迫に耐へる爲め、次第に土地の隆起を惹起し、遂に前に述べた通り、三津砂方等に於ける地震前の隆起ともなつたのであらう。然るに平均は遂に舊斷層線たる地弱線に於て破綻を引起して今回の郷村斷層を作り、此線の西部地塊は東方からの支持を失つた爲め著しき水平垂直移動となり、又東部地域は西方からの壓迫を離れて反撥をなし、幾分の水平垂直移動をなしても、大體に於て再び元の位置に近づいたのであらう。此地震力は南方に於て山田斷層以南の地域によりて抵抗せられつゝあつたものが、山田斷層に於て平均が破れた爲め斷層以北の地塊の隆起並に東方への移動となつたものであらう。

鄉村並に山田の二斷層の發生順序に就いては、鄉村斷層の方を第一とし、之に基づける波動が山田に到着した後、直ちに此處に第二の斷層を起したと考へる方が適當な樣である。其證據としては、各測候所に於ける地震波初動の方向分布（第六圖）が之に調和することである。即ち圖上點線によりて示された線の東側は初動の方向震原に向ひ、西側は之に反對する方向を取つて居ることが著明であつて、概して鄉村斷層に屬せる運動狀態を示して居る。又激震區域の北部に於て屋外に居たものは、最初の大地震を經驗して四五秒の後、稍〻劣勢なる第二の大地震を感じたともいふ。若し此體驗が正確であるならば、これ亦前記の考へ方に調和するものである。

右は今回の地震發生の機構に關する一說に過ぎないものであつて、此外更に巧妙な說明の仕方もあるであらう。併し何れにしても、今回の地震が著しき前徵を伴つた事實は動かないものと見做して然るべきである。此種の前徵を備へた大地震を試みに調査して見ると、次表に示す樣な場合を擧げることが出來る。

第四表 地形變動の前徵を有したる大地震

TABLE IV. Large earthquakes preceded by topographical changes.

年月日 Date	日本曆 Date in Jap. Calendar	場處 Place	永久變化 Permanent change			一時變化 Temporary change	
			最大 max.		延長 length	地震前ノ時間 time before earthquake	最大隆起 max. upheaval
			隆起 upheaval	沈下 subsidence			
		陸奥 Mutu	m	m	km	h	m
1793, II, 28	寬政 4.12.28	鯨ケ澤 Adigasawa	3	—	20	4	1-2
1802, XII, 9	享和 2.11.15	佐渡小木 Sado, Ogi	1.3	—	4	5	1.3
1804, VII, 10	文化 1.06.04	羽後象潟 Ugo, Kisakata	2	—	10	?	?
1872, III, 14	明治 5.02.06	石見濱田 Iwami, Hamada	2	1	20	0.5	2
1927, III, 7	昭和 2.03.07	丹後 Tango	0.8	—	6	2.5	1

右の中、問題の地震前徵に關する事實が、日本地震史料に明記せられたは、小木地震だけであつて、鯨ケ澤地震と濱田地震とは自分が鄉土誌を實地に漁つて得た材料である、又象潟地震に就いては餘程注意して調べて見たが、遂に著しき前徵のあつたといふ記錄を見附得なかつたものである。然しながら著しい永久地變

の起つた地震であるから、前徴が寧ろ存在し得べき程度のものであつて、唯之れが氣附かれなかつたか、或は記錄に殘らなかつたに過ぎないものと解釋したいのである。

以上の地震が最近百四十年以內のものたることは、舊記を涉獵し或は記憶を喚起すことが比較的に容易なりしが爲めである。又記錄が日本海沿岸の地震に限れるは、上下の地形變動を認めるに此沿岸が最も好都合であるからである。即ち日本海の海水は潮汐の影響を受けることが極めて微小であつて、新月滿月の際の干滿の差が一尺五寸程度以下であるからである。我邦に於て最近四十年間に起つた地震の稍〻著明なものにつき、精密水準測量を行つた結果、多少の水準變更が認められないものは皆無と言つても宜しい。即ち地形變動は地震の發生前にも起るものであるといふことは大抵の場合に於て成立するものと見做し得られる。果して然らば地震豫知といふ難問題に對して我々は一の解法を見出したと言つても過言ではあるまい。石本助教授の傾斜計を主要觀測器械とする觀測所の凡そ十個を以て作つた觀測網は之に應ずる一の答解であらう。

今回の地震は去る大正十四年の但馬地震と密接な關係を有すべきことは、誰しも想像し得る所であらうが、これも曾て自分が物した山陰地震活動東漸（震災豫防調査會報告第七十七號濱田地震）の一例と見るべきである。此趨勢は大體に於て山陰沿岸の隆起地帶に認められた事項であるが、今回の震災地方の東側は陷沒地帶たる若狹灣に當るので、別に考慮を要する問題である。丹後新舞鶴町山本文顯氏は該地方に於ける關係文獻を屢〻寄贈せられ、有益な參考史料を得たこと尠くないか、特に大寶の丹後大地震の如きは、此際特に參考すべき資料である。

大寶元年三月己亥（二十六日）地震三月不已、此鄉（凡海士鄉）一夜爲蒼海、總鄉中之高山二峯、與立神岩出海上（丹後風土記）大寶元年三月二十一日紀年此月大地震三日不歇、加佐郡大半滄海と變ず（緣城寺年代記）

丹波四郡を分割して丹後國が置かれたは和銅年間の事に屬するから、右の丹波大地震は現在の丹後國の事に屬し、而も一時村落を有したる現在の冠島が覆沒して無人島となりしは規模の頗る大なる地震なりしなるべく、覆沒の原因は津浪なりしかとも思はれるけれども、自分は寧ろ土地沈下に因りしものと考へる。加佐郡の本土に於て餘震三日間絕えなかつたことも注目に値する。兎に角、以上の様な大地震が曾て東方の陷落地域に於ても經驗せられたことであるから、今後の地震

活動の順序は是迄とは違つた立脚點から推究すべきものであらう。

郷土誌に表はれた丹後地震　本記錄は山本文顯氏の寄贈に係るものであるが、此中には震災豫防調査會の地震史料に含まれたものもあり、又全く掲げられてないものもある。ざつと調べて見ると其中には他の地方の地震であつて、丹後國に關係のないものもあり、又同様に他の地方の地震であつて、丹後は其餘波を感じたに過ぎないと思はれるものもある。又中には丹後だけの地震であつて、是迄地震史料等に載せてないものもある。かういふ區別のつくものは各地震記錄の末尾に註釋として私見を加へて置いた。これにつけても從來の地震史料に幾多の缺陷のあることが氣附かれるから、出來るだけ速に此缺陷の補充せられんことを希望し、併せて此機會を利用して山本氏に謝意を表する。

一　白鳳四年乙亥十一月丹波國大地震（丹波丹後分國前）

一　白鳳十二年癸未十月十四日大地震（土佐の大地震）

一　大寶元年三月己亥地震三日不已此鄉一夜爲蒼海總鄉中之高山二峯與立神岩出海上（丹後風土記）

一　慶雲四年丁未六月二十三日大地震

一　天平六年甲戌四月大地震人死多し（四月七日、太平洋底の地震ならん）

一　天平十四年壬午四月大地震三日不已七月又地震あり月を踰へて不熄（天平十七年四月二十七日美濃大地震、同年七月十七日以降攝津屢〻地震）

一　齊衡三年丙子三月大地震あり（京都地震）

一　貞觀六年甲申七月十七日富士山噴火す

一　仁和三年丁未七月晦日大地震あり（震原太平洋底ならん）

一　承平四年甲午五月二十五日大地震あり（五月二十七日京都大地震）

一　承平七年丁酉四月十五日丹後大地震十一月富士山噴火

一　天祿三年壬申十月大地震

一　天延四年丙子六月十八日大地震七月十三日改元貞元元年（山城近江大地震）

一　治安二年壬戌三月大地震

一　長元二年辛巳正月大地震

一　建暦三年癸酉正月大地震

一　康元二年丁巳二月二十三日大地震三月十四日改元正嘉元年

一　正應五年壬辰十一月大地震

一　正應六年癸巳四月大地震あり八月五日改元永仁元年（四月十三日關東大地震）

一　元享四年甲子六月大洪水十一月二十一日大地震十二月九日改元正中元年（正中二年十月二十一日或は十一月二十一日近江山城大地震）

一　元德三年辛未七月二日大地震數日不止七日富士山崩壞數十丈八月十日改元元弘元年（紀伊大地震）

一　延文五年庚子五月大地震

一　應永九年壬午十二月大地震

一　應永十四年丁亥正月五日大地震（會津地震）

一　永享四年壬子九月二十四日大地震

一　文安五年戊辰十月大地震（震原太平洋底ならん）

一　康正元年乙亥十二月晦日大地震

一　文正元年丙戌十一月二十九日大地震

一　文明七年乙未六月十一日丹後大地震

一　明應五年丙辰五月十一日丹後大地震八月二十五日大地震（七年八月二十五日東海道沖大地震）

一　永正七年庚午八月七日大地震四天王寺石鳥居崩裂（八月八日曉攝津地震）

一　天正十二年甲申十一月九日大地震

一　天正十三年乙酉十月二十九日大地震（十一月二十九日太平洋底大地震）

一　慶長元年丙申閏七月十二日京都伏見大地震

一　寬永四年丁卯正月二十一日大地震（江戸大地震）

一　慶安四年六月二十日大地震（二年六月二十日江戸大地震）

一　萬治三年庚子正月四日丹後但馬大地震

一　寬文二年壬寅五月朔日丹後大地震天下人死多し洛中二條城破損（西近江東山城大地震）

一　元祿七年甲戌十月二十六日晝八時より七時頃迄大地震ゆり通し丹後損害多し（宮津事蹟記曰宮津町家々間隔一尺以上道路龜裂泥土噴出家屋倒潰あり）

一　寶永四年丁亥十月四日大地震遠江國荒井關海に沒す（太平洋底大地震）

一　寬延四年辛未七月大地震十月二十八日改元寶曆元年

一　安永三年甲午十二月十一日夜大地震あり

一　天明六年丙午七月大地震八月二十九日宮津如願寺谷大崩洪水

一　文政二年己卯五月大地震あり（二年六月十二日伊勢美濃山城大地震）

一 文政十三年庚寅四月地震緣城寺古塔倒潰（七月二日京都大地震）

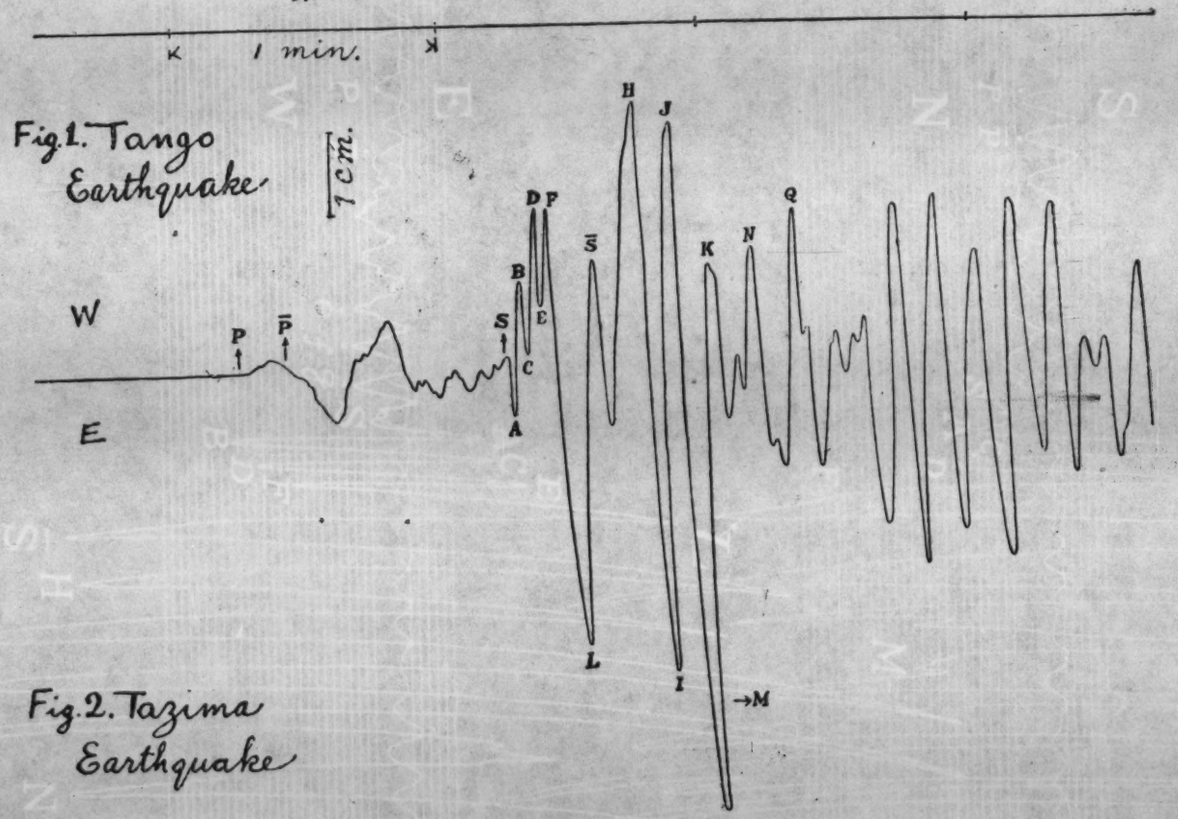
一 弘化四年丁未正月十三日木津村中館上野和田二丈餘地落地昇

一 安政元年甲寅六月十三日朝六時晝八半時四時大地震（伊賀伊勢大和大地震）

一 安政五年戊午二月二十六日八時古今稀なる大地震（飛騨越前大地震）

（昭和二年七月認）

第一圖　丹後地震東京記象（東西實動）



（震研彙報第四號、圖版、今村）

第二圖　但馬地震東京記象（東西實動）

（昭和二年七月號）

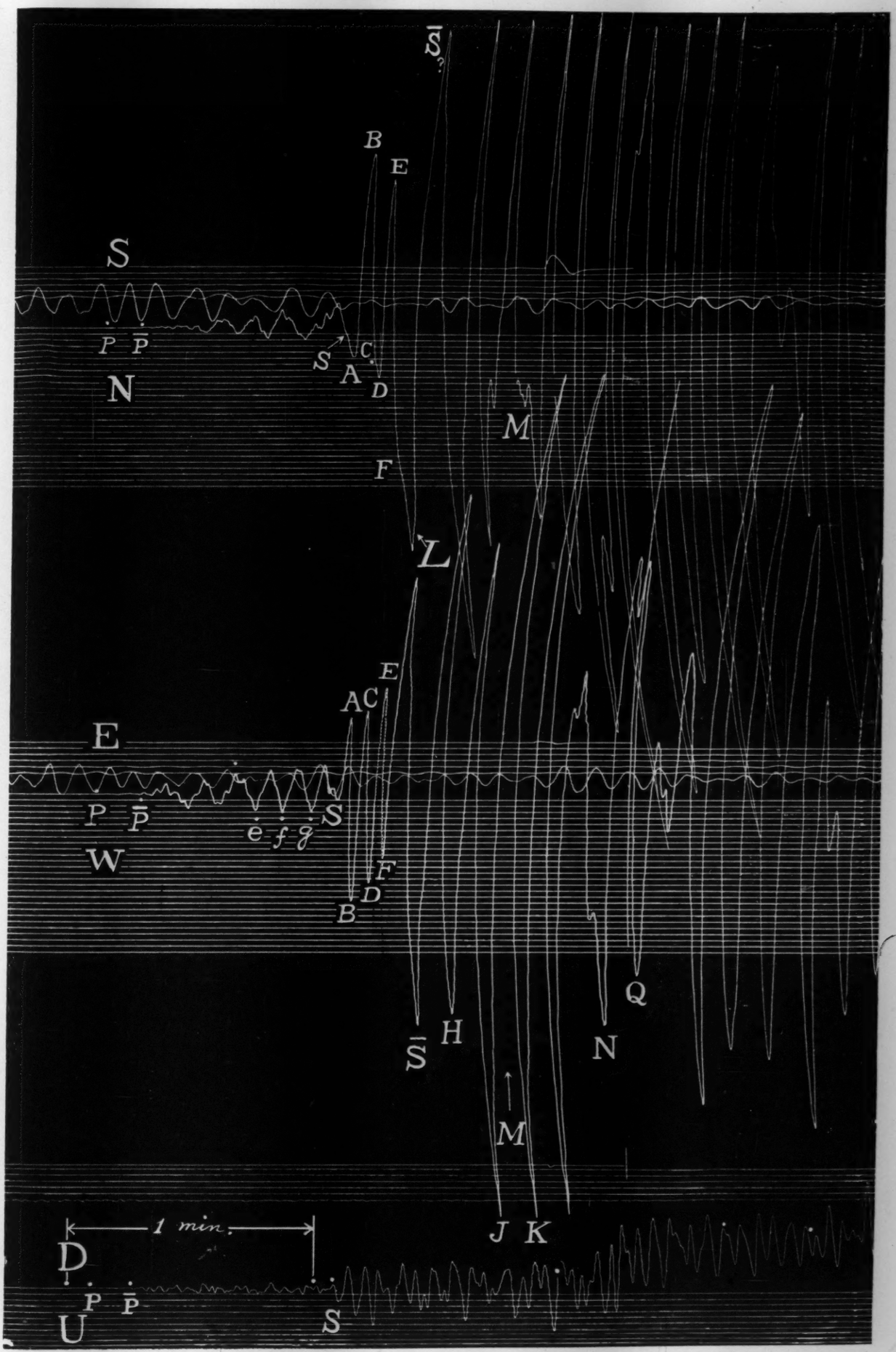
第5號地震計記象（地震動）　圖—48

（昭和二年七月號）

第5號地震計記象（地震動）　圖二—48

第三圖　丹後大地震東京地象（實動の二倍）

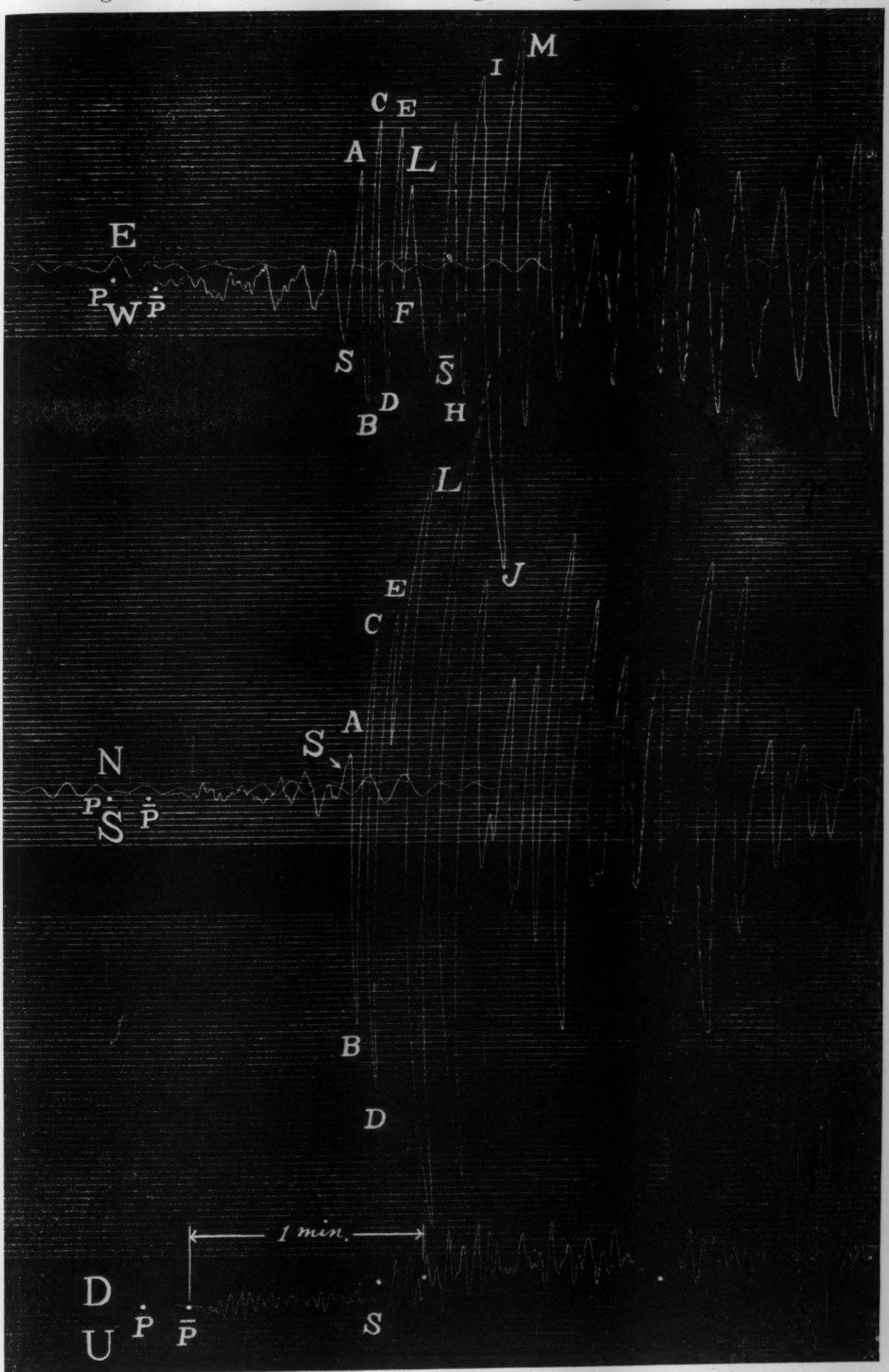
Fig. 3. Tokyo observation of the great Tango Earthquake (mag.=2).



（震研彙報第四號、圖版、今村）

第四圖　丹後大地震鎌倉記象（實動の二倍）

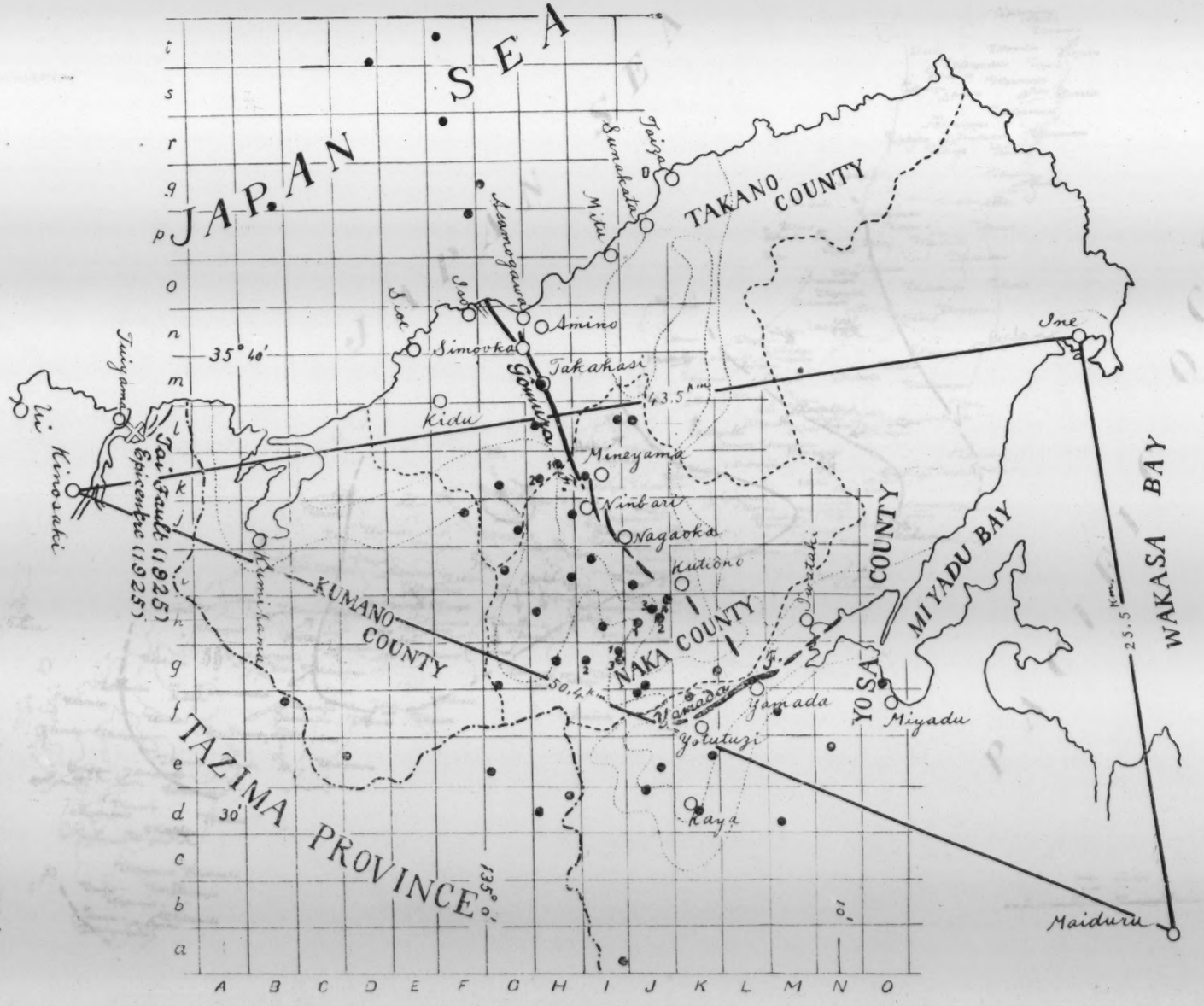
Fig. 4. Kamakura observation of the great Tango Earthquake (mag.=2).



（震研彙報第四號、圖版、今村）

第五圖　震域圖　等震線，新斷層線，餘震の三角觀測結果を示す

Fig. 5. Map showing the seismic area with the isoseismals, the new fault lines and the epicentres of the after-shocks.

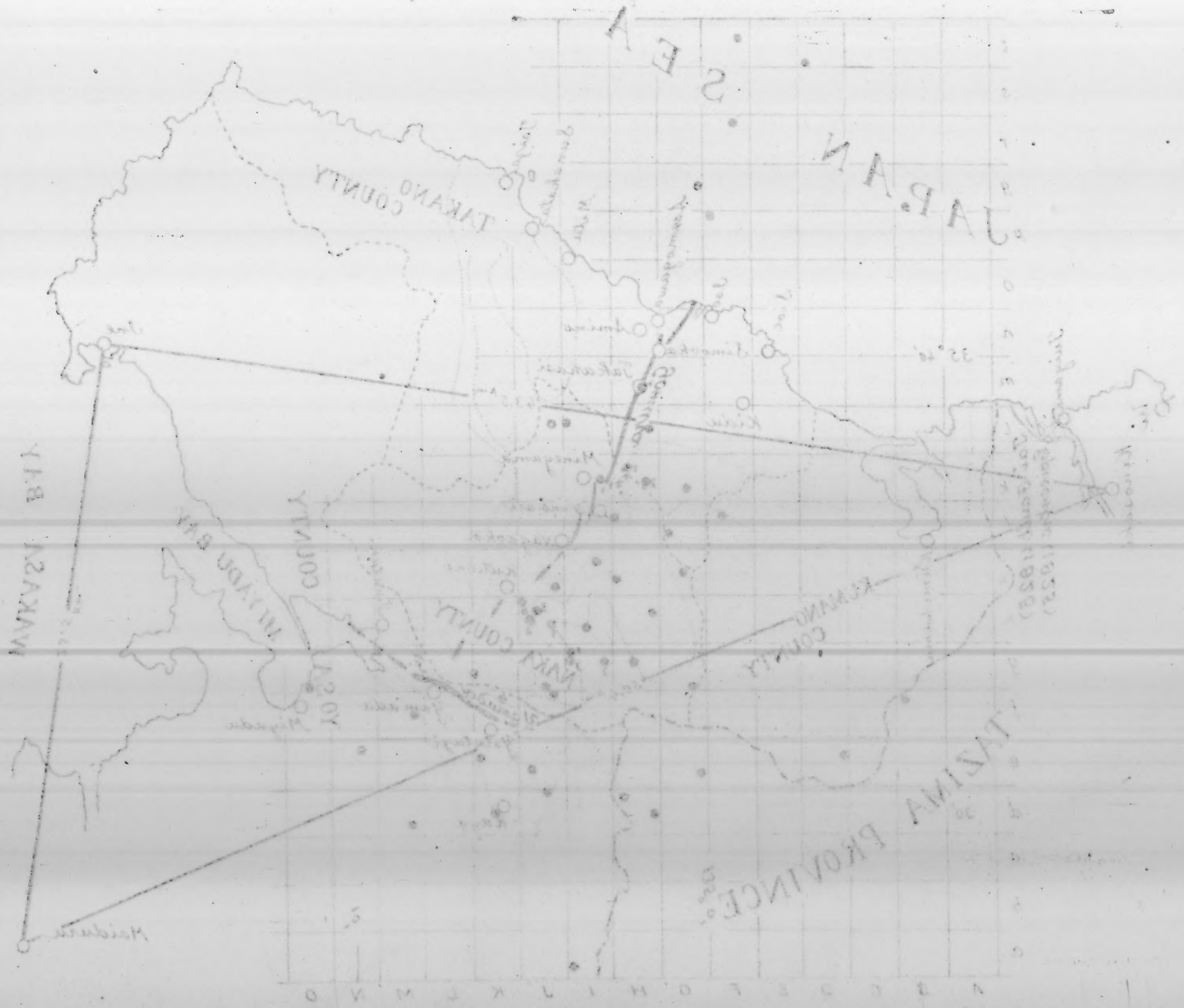


（震研彙報第四號、圖版、今村）

[A. Imamura.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XXXVII.]

第五圖　震域圖　等震線，新斷層線，餘震の三角觀測結果を示す

Fig. 5. Map showing the seismic area with the isoseismals, the new fault lines and the epicentres of the after-shocks.



第六圖　等震線及び初動分布

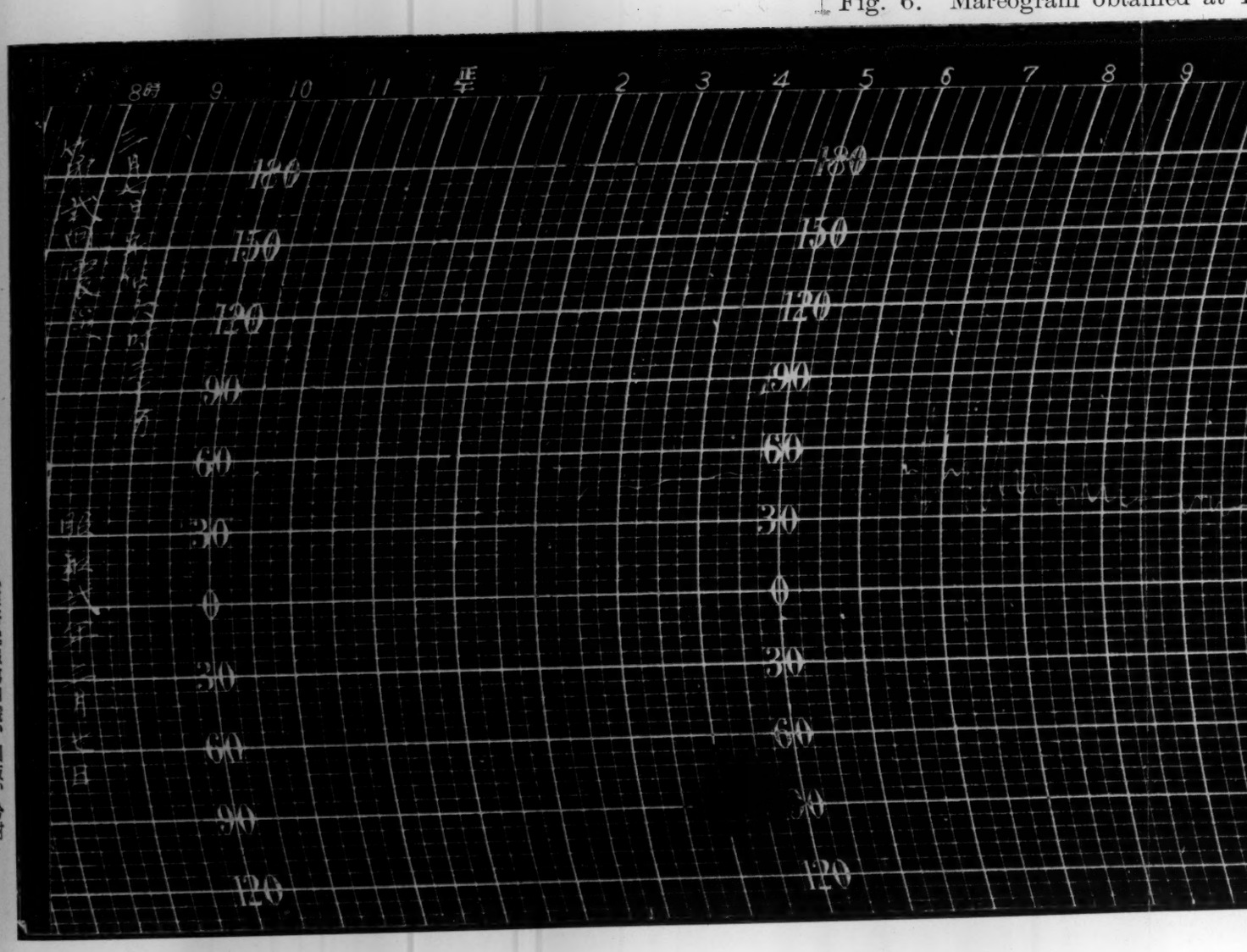
Fig. 6. Isoseismals and directions of the initial earth's movement.

（震研彙報第四號、圖版、今村）

[A. Imamura.]

第七圖　津居山檢潮

Fig. 6. Mareogram obtained at T



明儀記象
at Tuiyama.

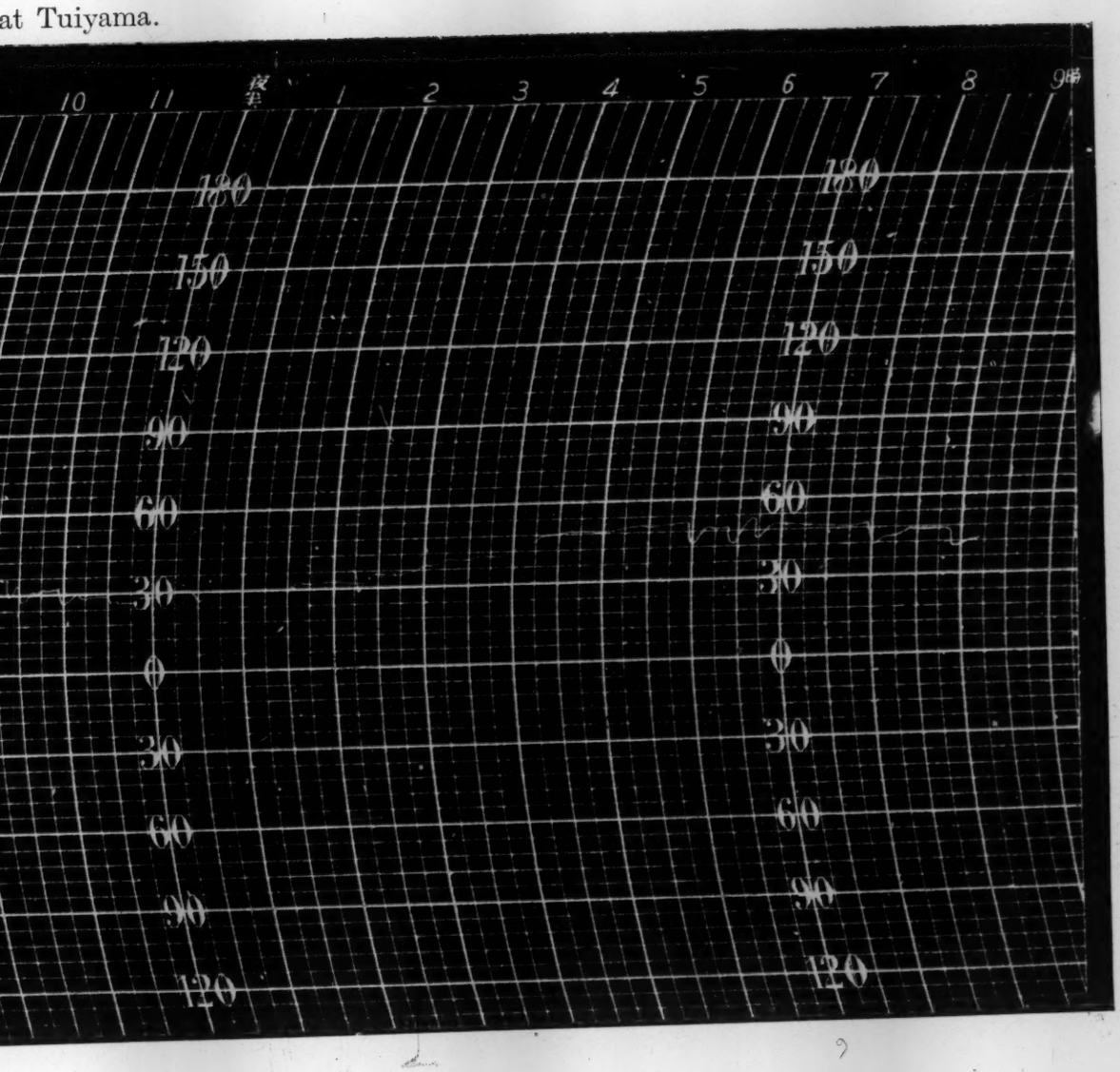


Photo. I.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XL.]

a. The Gômura fault across a road running from Takahasi toward the east. Dislocated 250 cm. horizontally and 57 cm. vertically.

甲、 鄉村斷層にて横切られたる高橋，公庄間の道路段違ひ 水平に 250 粍，上下に 57 粍

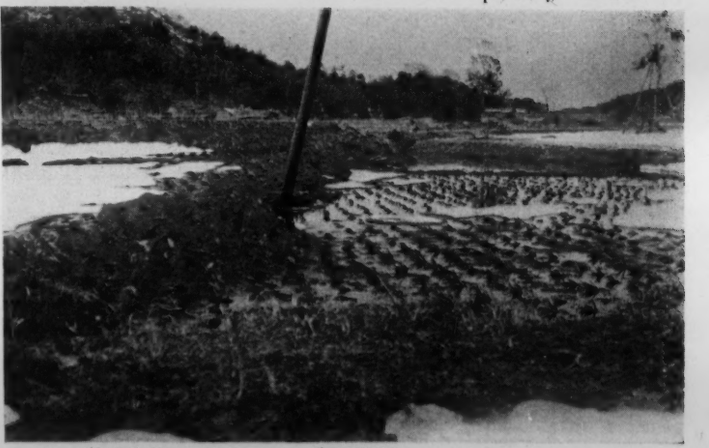
b. Ditto across another road in Takahasi. Dislocated 250 cm. horizontally and 52 cm. vertically.

乙. 鄉村斷層にて横切られたる高橋の道路 段違ひ水平に 250 粍，上下に 52 粍

c. A brook in the south of Takahasi cut by the Gômura fault. The course was changed and a small fall was produced.

丙. 高橋南方の小川を横切つた鄉村斷層 流れの向きが變り急流となる

d. The Gômura fault across a paddy field.

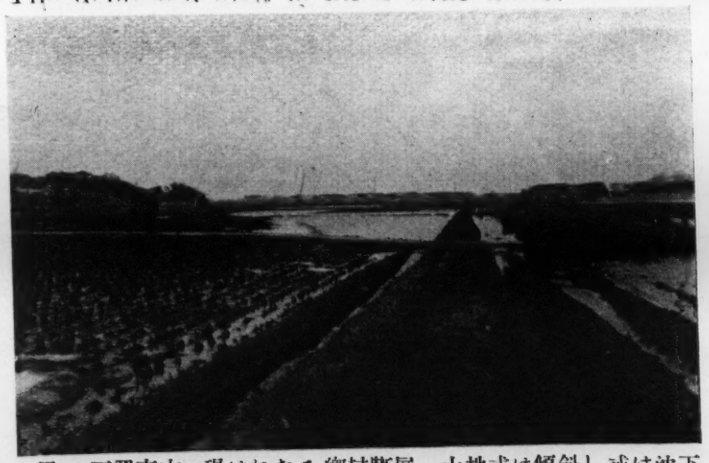


丁. 高橋水田に現はれたる鄉村斷層

（震研彙報第四號、圖版、今村）

[A. Imamura.]

a. The Gômura fault in the east of Simooka indicated by a zone of depression and tilting. The depressed area is filled with water.



甲. 下岡東方に現はれたる郷村斷層　土地或は傾斜し或は沈下し水溜る

b. Ditto

乙. 同　上

c. The Gômura fault. The southern end of the northernmost piece of the echélon.

丙. 郷村斷層の最北雁行片の南端

d. The Gômura fault. Tertiary stratum. The northern end of the fault in land.

丁. 郷村斷層の陸上北端　第三紀層岩盤を貫く

（震研彙報第四號、圖版、今村）

寫眞版三

Photo. III.

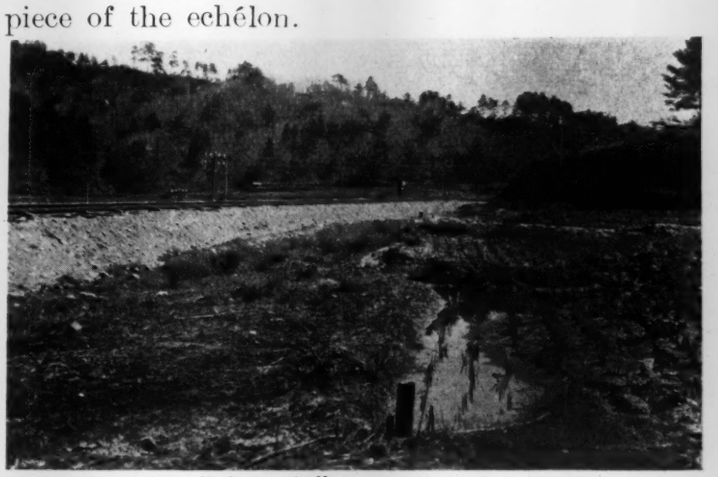
[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. X

a. Slicken face of granite in the Gômura fault at Yasu, Mineyama.

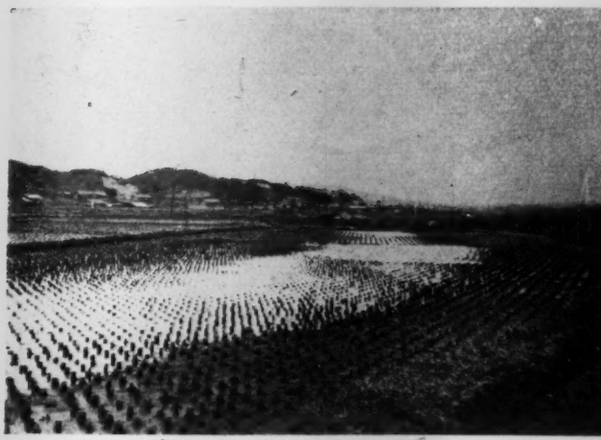
甲. 郷村斷層によりて生じたる花崗岩の滑面　峯山町字安(山下氏撮影)

c. The Gômura fault. The southernmost piece of the echélon.



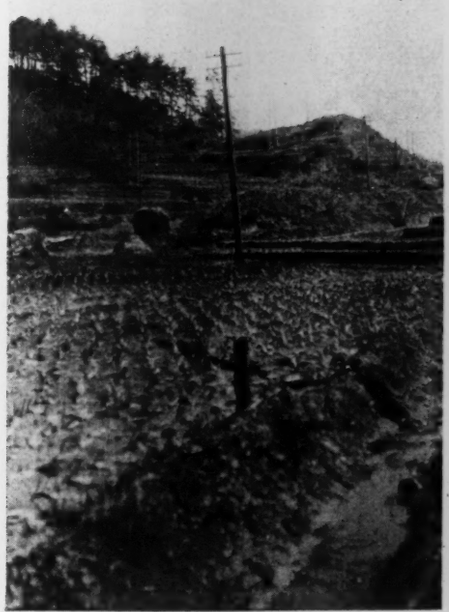
丙. 郷村斷層の最南の雁行片

b. Zonal depression of paddy field in th of Kutiôno.



乙. 口大野南方に於ける水田面の沈下

d. Ditto.



丁. 同　上(山下氏撮影)

(震研彙報第四號、圖版、今村)

（震研彙報第四號、圖版、今村）

寫眞版四

Photo. IV.

[A. Imamura.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLIII.]

a. The Yamada fault across the Mineyama highway and mulberry field in the north of the village of Yamada. Dislocated 80 cm. horizontally and 40 cm. vertically.

甲. 峯山街道に現はれたる山田斷層　段違ひ水平に 80粍上下に 40 粍

b. The Yamada fault near its western end in the village of Yotutuzi.

乙. 四辻に現はれたる山田斷層の西部

c. The Yamada fault across the stratum of granite near the Siroyama railway-tonnel.

丙. 城山隧道の入口に於て花崗岩を貫ける山田斷層

d. The Yamada fault at its eastern end as revealed by the tilting and sinking down of land.

丁. 山田斷層の東端土地傾斜し或は沈下して海底に沒す

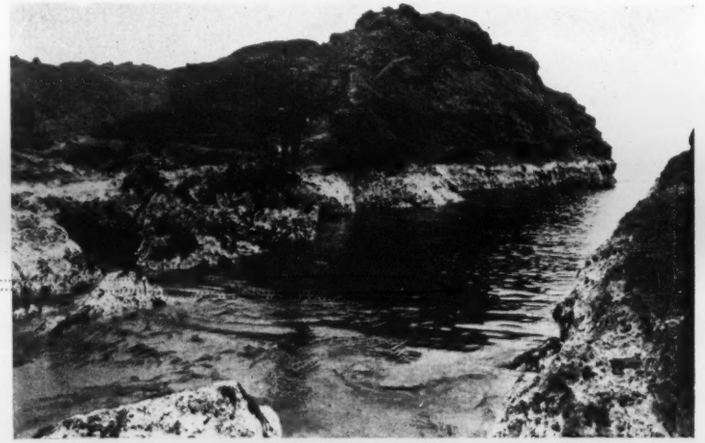
寫眞版五

Photo. V.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLIV.]

a. Upheaval at Yûhiminato. The land raised as high as 80 cm.



甲. 夕日港に於ける土地の隆起（岩本氏撮影）

b. Ditto.

乙. 同　上（岩本氏撮影）

c. Upheaval at Sioe.

丙. 鹽江に於ける土地の隆起

d. Upheaval at Iso.

丁. 磯に於ける土地の隆起

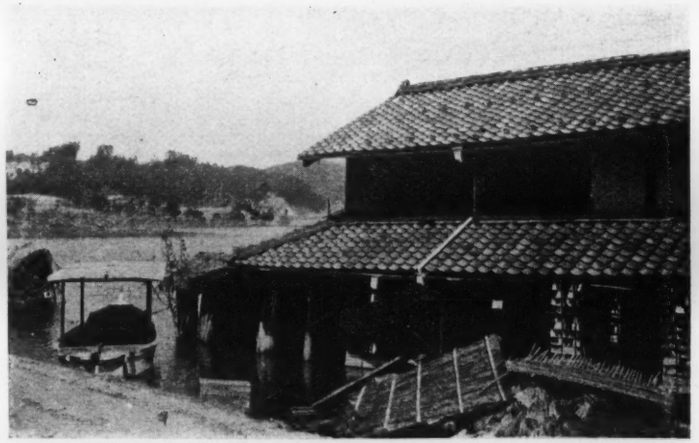
（震研彙報第四號、圖版、今村）

Photo. VI.

[A. Imamura.]

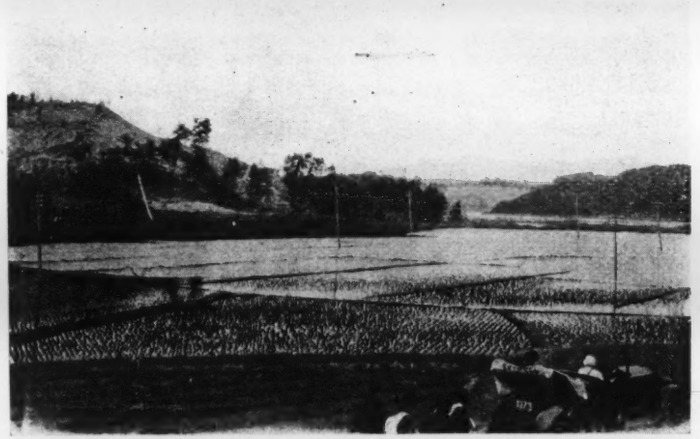
[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLV.]

a. Depression of land at the N. margin of the Lake Ri-ko.



甲. 離湖北岸の沈下

b. Ditto with land slide of a sand dune.



乙. 同 上 並に砂丘の地滑り

c. Depression of land in the south of the Lake Ri-ko.

丙. 離湖の南方に於ける土地沈下

d. Depression of land of the N. coast of the Kumihama Bay.

丁. 久美濱灣北方沙丘に於ける土地沈下

Photo. VII.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLVI.]

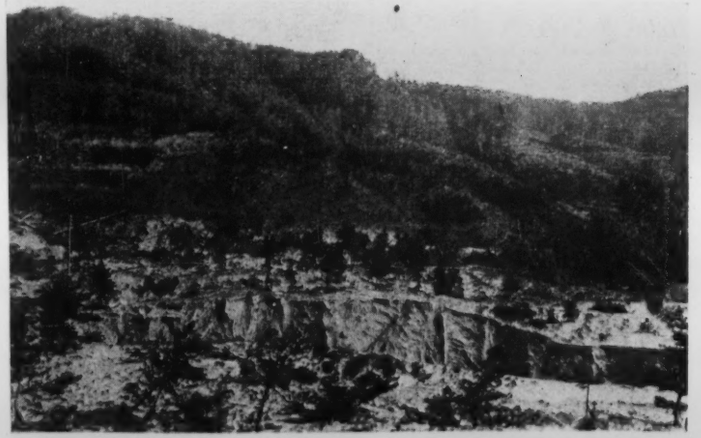
a. A sand-flow in the village of Simadu, east of Amino.

甲. 島津村に於ける沙流

b. Another sand-flow in Simadu, 400 meters long and 100 meters wide.

乙. 島津村に於ける大沙流

c. The lower course of (b).



丙. 乙に於ける沙流の續き

d. The end of (b).

丁. 乙に於ける沙流の末端

（震研彙報第四號、圖版、今村）

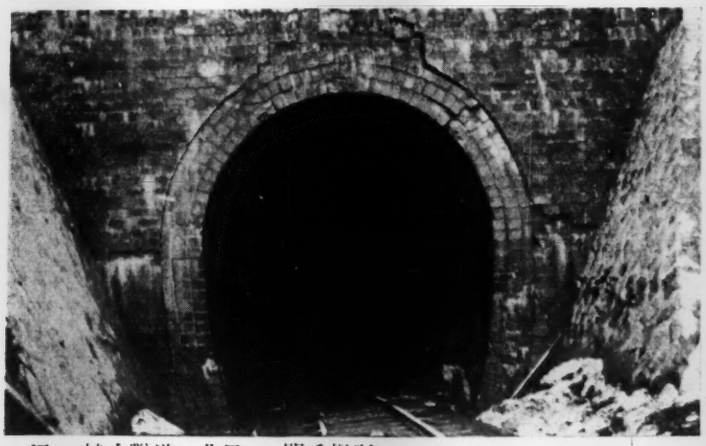
寫眞版八

Photo VIII.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLV

a. Siroyama railway-tonnel. The northern entrance.



甲. 城山隧道　北口　（關氏撮影）

b. Ditto. Damage in the interior.

乙. 城山隧道内部の歪み　（宮津保線課撮影）

c. Railway in the south of Siroyama.

丙. 城山隧道　南方線路の崩壞　（宮津保線課撮影）

d. A concrete bridge in Takahasi.

丁. 橋梁破損　高橋（斷層に近し）（關氏撮影）

（震研彙報第四號・圖版、今村）

寫眞版九

Photo. IX.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLVIII.]

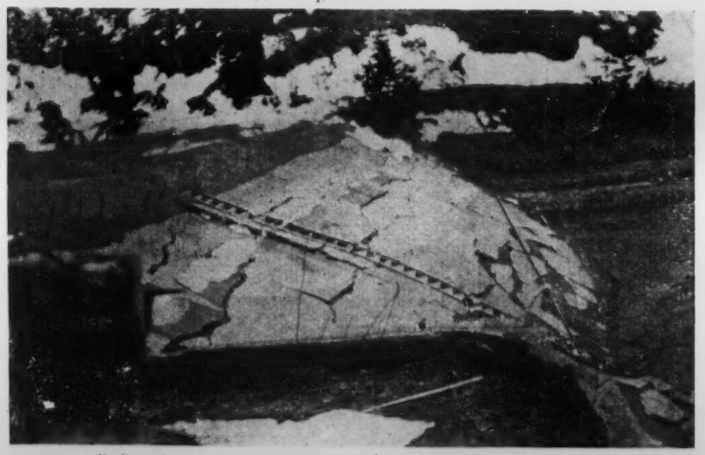
a. Amino soon after the earthquake.

甲. 震災直後の網野町　遙に淺茂川を望む　（岩本氏撮影）

b. Mineyama after the earthquake.

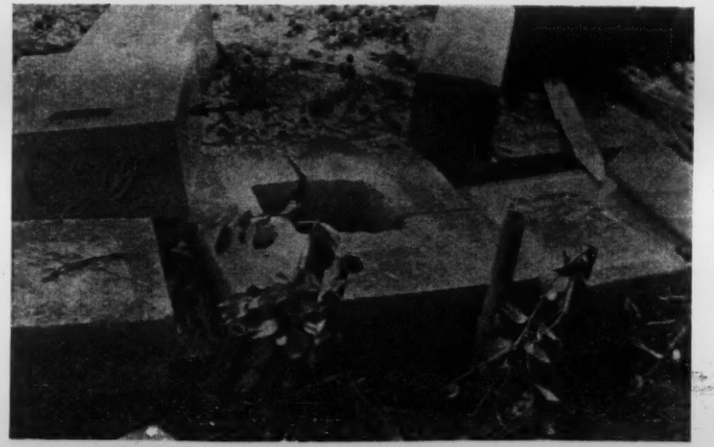
乙. 震災後の峯山町

c. A dam in Mineyama.



丙. 峯山町第二水源地ダムの破壞　（關氏撮影）

d. Sliding of grave-stones in Mineyama.



丁. 峯山　石の移動　（那須氏撮影）

（震研彙報第四號、圖版、今村）

寫眞版十

Photo. X.

[A. Imamura.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. XLIX.]

a. Construcion of two-storied wooden house common in the locality.

甲. 震災地方に於ける二階建の普通構造

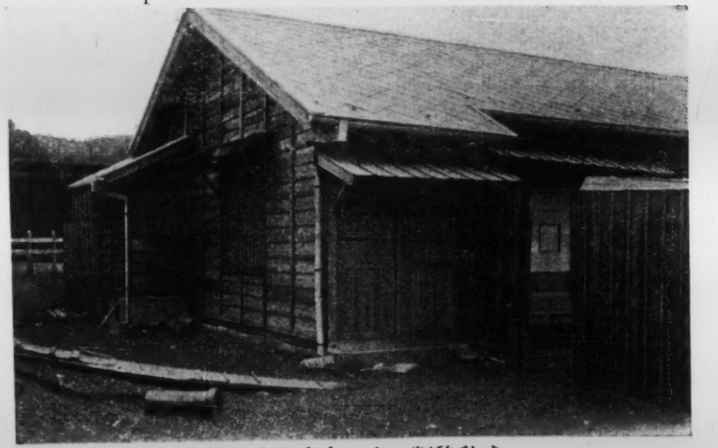
b. Wooden house on the Gômura fault.

乙. 鄕村斷層上の木造家屋

c. Amino railway station. The house was displaced as much as 10 cm.

丙. 網野驛　斷層上に於て十糎程の移動をなす

d. Another house at Amino railway station. It was displaced southwards as much as 15 cm.



丁. 斷層上の網野驛官舍南方へ十五糎移動す

（震研彙報第四號、圖版、今村）

丹後大地震後の宮津町及び河邊村に於ける地表傾斜變化觀測（一）

所員　石本巳四雄

Observations sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre à Miyadu-mati et Kawabé-mura après le grand tremblement de terre de Tango

Par

Mishio ISHIMOTO

(Extrait)

Introduction—Le tremblement de terre de Tango s'est produit le 7 Mars 1927, accompagné de désastres et même de changements topographiques. Dans le but d'étudier le mouvement de la croûte terrestre qui va se stabiliser avec production de répliques, on a installé une paire de pendules horizontaux (*tiltmeters* ou *clinographes*) à Miyadu afin d'observer les variations de l'inclinaison de la surface terrestre; les observations ont été effectuées à partir du 11 Mars. De plus le 26 Mai une installation identique a été faite à Kawabé et les deux observations se poursuivent jusqu'à ce jour. Ces observations, cependant, ont été faites dans des conditions extrêmement rustiques et se sont heurtées à plusieurs obstacles imprévus; mais l'ardeur des observateurs a permis d'obtenir des enregistrements suffisants pour permettre d'en déduire certaines relations entre la variation de l'inclinaison et la réplique.

L'appareil et son installation—L'appareil que j'ai employé est du même type que celui décrit dans le 2e tome de ce Bulletin. Naturellement certaines parties de cet appareil ont été monifiées pour satisfaire aux conditions spéciales de cette observation. La période du pendule était réglée de façon à donner 1 cm. de déviation pour 1 seconde d'inclinaison.

A Miyadu, une station d'observation a été déterminée dans l'enclos de la Mairie, situé au pied d'une colline constituée par du granite. Bien que les appareils fussent installés dans une cabine, les variations de température étaient malheureusement les mêmes qu'en plein air. Ces variations thermiques produisent un courant d'air dans la cloche de verre et l'ébranlement irrégulier du pendule rendait l'enregistrement imprécis. Mais par la suite en enveloppant la cloche avec du coton, on est parvenu à éviter l'influence thermique et l'enregistrement est devenu assez net.

Voulant poursuivre l'observation, on a construit une cabine sur la colline, à une position un peu plus haute que la première, les deux composantes d'appareils étant posées sur deux blocs de fondation. La variation de température y était aussi considérable; mais il faut observer que cette influence thermique a pour principal effet de provoquer des déformations de la croûte superficielle, lesquelles ne peuvent être éliminées. Bien que la variation diurne d'inclinaison intervienne dans l'enregistrement, elle n'y joue pas un rôle important, puisque ce que l'on considère est seulement la variation lente produite par les mouvements de terrain, lesquels sont très sensible dans les régions fréquentées par les tremblements de terre. L'effet de l'humidité à cette station n'était pas aussi considérable qu'à Kawabé, mais il me semble néanmoins nécessaire de construire les pieds de la table triangulaire tout en acier inoxydable.

Les observations à Kawabé ont commencé le 26 Mai. L'installation est faite dans une cave creusée dans la masse de granite. Les perturbation thermiques étaient presque nulles, tandis que l'effet de l'humidité était énorme; on a été obligé de rendre la partie photographique de l'appareil étanche à l'air. Quant à la source lumineuse, elle est alimentée par deux accumulateurs employés à tour de rôle.

Resultats obtenus - La figure 1 représente la courbe donnée par l'observation à Miyadu, du 15 Mars au 1er Avril; la planche I représente la courbe obtenue aussi à Miyadu à partir du 20 Avril; le Tableau I montre toutes les répliques enregistrées à Miyadu ou Toyooka d'intensité supérieure à la valeur II de l'échelle de l'Observatoire Central Météorologigue du Japon (IV de l'échelle Mercalli), pendant la période correspondant à l'enregistrement des inclinaisons; la planche II représente la courbe donnée par l'observation à Kawabé.(1)

Comme on le voit dans la figure 1 et la planche I une certaine variation d'inclinaison précède chaque tremblement de terre; elle se présente parfois avec une seule pente, parfois sous la forme d'échelons. Cette dernière forme correspond à l'hypothèse que le déplacement intérieure de l'écorce se produit par échelonnements, à moins que le déplacement superficiel de l'écorce ne puisse suivre le mouvement fondamental. La figure 2 donne une carte représentant les positions de l'épicentre et les diagrammes-vecteurs d'inclinaison à la stations de Miyadu avant chaque tremblement de terre. On distingue, pourtant, deux groupes parmi les diagrammes-vecteurs: l'un vers le N (ou S) et l'autre vers l'E. Les positions de l'épicentre correspondent aussi aux deux groupes: les tremblements de terre appartenant aux deux séries A et B (Fig. 2) correspondent au groupe N, tandis que ceux appartenant à la série C correspondent au groupe E. Ce phénomène s'explique par l'introduction des deux failles Yamada et Gô-mura. On peut croire que ces deux failles forment un couple serré, car il n'y a aucune différence entre

(1) Les valeurs de l'inclinaison de la composante N—S sont doublées à partir du 14 Juillet par la faute de l'anteur. Les corrections sont nécessaire de rendre ses valeurs à $\frac{1}{2}$.

les variations d'inclinaison dues aux deux séries A et B. Naturellement, comme Miyadu est situé près de la faille Yamada, les observations seront toujours influencées par cette faille. Il est donc vraisemblable que l'origine des deux failles dépende du mouvement relatif de la presqu'île de Yosa. Le groupe E, correspondant à la série C, est considéré comme l'inclinaison dérivant du phénomène de rebondissement contre le mouvement principal.

Les variations d'inclinaison enregistrées à Kawabé sont moins grandes que celles de Miyadu. Trois répliques, numérotées 8, 9 et 10, ont eu lieu pendant les observations. Quand on compare ces trois inclinaisons à celle de Miyadu, on peut imaginer, en effet, des mouvements relatifs de deux massifs (bloc de Miyadu et bloc de Kawabé) parfois dans des sens différents, parfois dans le même sens.

Influence du gradient de pression atmosphérique—J'ai ensuite essayé de trouver s'il existait quelque relation entre le gradient de pression atmosphérique et la variation d'inclinaison. Pour calculer le gradient de pression, j'ai pris Kyôto-Miyadu (74 km.) et Hukui-Miyadu (111 km.) comme deux éléments de directions coïncidant approximativement avec celles des deux failles. Dans la figure 3, on observe que le gradient de pression à une certaine relation avec la variation d'inclinaison surtout à partir du mois de Mai: quand la pression s'élève à Kyôto en augmentant peu à peu en quelques jours, l'inclinaison se produit pour donner finalement la réplique. Il est très curieux de constater combien la variation d'inclinaison peut survenir à la suite d'une si petite différence de hauteur de la colonne de mercure à une distance de 100 km. Mais si l'on suppose la pression intégrée par rapport à une assez grande étendue de la surface terrestre et de plus considérée comme fonction du temps, le résultat obtenu sera considérable et l'on peut se rendre compte que le gradient de pression peut contrivuer à la production d'un tremblement de terre. Il faut donc considérer qu'il existe une matière visqueuse sous l'écorce superficielle, en supposant cette dernière formée comme un groupe de blocs. On peut croire que l'effet de pression dû aux marées est plus grand que celui dû à la pression atmosphérique, mais si l'on considère la force en fonction du temps, la première sera presque négligeable tandis que la deuxième augmentera progressivement.

Conceptions topographiques—Les nivellements de précision du Service Géographique de l'Armée ont, en effet, prouvé que de chaque côté des failles, il existe des élévations et des dépressions de terrain. Maintenant on sait que le mécanisme de la destruction au foyer peut être detérminé par l'étude du premier mouvement enregistré par le séismographe.(1) Pourtant, nous venons d'avoir deux examples de failles parues sur la terre;(2) l'une correspondant au tremblement de terre de Tazima (le 23 Mai 1925) et l'autre à celui de Tango telles qu'elles ont apparu à

(1) Théorie de Prof. Shida: ≪Scientific Japan≫ p. 272.

(2) Dans ce Bulletin: Rapport sur le grand tremblement de terre de Tango par le Service Géographique de l'Armée.

la suite de nivellements de précision. La faille correspondant au tremblement de terre de Tazima a produit une dépression en forme de V, tandis que la faille correspondant à celui de Tango a produit un déplacement en forme de N. Le fait que ces déformations topographiques coïncident avec les déductions faites d'après le premier mouvement du séismographe, constitue une preuve de cette théorie.

Du phénomène toujours observé d'une certain variation d'inclinaison précédant un tremblement de terre, se déduit la possibilité de prévisions concernant l'apparition de tremblements de terre, quoique la caractéristique de cette variation depende des conditions superficielles de l'écore et des dimensions du massif de terrain considéré.

Novembre 1927.

緒　　言

今年三月七日午後六時二十九分丹後地方に發生した大地震は、局部的に非常の災害を齎したと同時に、地形上にも大なる變化を與へた關係上、人々の注意が甚だしく此の點に向けられたのである。而して此等の地形變動の平靜に歸復する徑路は、吾々の等しく知らんと欲する問題であつた。幸に昨年來當所に於いて製作に從事せる水晶製水平振子の用意があつた爲め、此れを用ひて觀測を行ふ時は、餘震と地表傾斜變化との間に多少の關係を闡明し得るであらうと云ふ豫測から、三月十一日器械を携へて宮津町に至り、直ちに觀測を開始したのである。なほ五月廿六日には河邊村に於いても器械の据付を了り、孰れも觀測を續行して今日に及んで居るが、此等の觀測は殆ど野外のそれに等しき狀態にある爲め、豫期せざる障碍に出會ひ、なほ且つ遠隔の地にある關係上、器械の修理其他に不便を感じた事は再三でなかつた。然し現在に於いては觀測所の不備、器械の缺點はあり乍らも、連續せる記錄が得られ、且つ此等の記錄より餘震と地表傾斜變化との間に密接なる關係を見出し得た事は、實際その衝に當つた觀測者の細心の注意と不斷の努力による賜物として感謝する外はないのである。

觀測所と器械の据付

震災地方における地表傾斜變化觀測は觀測所としての完全な設備を期待する事

が不可能であるから、溫度濕度の影響が觀測を困難に陷らしめるのみならず、記錄裝置として臭素紙を使用する爲め、その光源に對しても不便を感ずる事は初めより豫期される問題であつた。然し乍ら末廣所長の斷然たる決意により、多くの障碍を覺悟しつゝ觀測の遂行に決したのである。

觀測に使用した傾斜計は、當研究所彙報第二號中に所載の水平振子であるが、多少の改良は施されたのである。即ち地震動による破壞を恐れ、吊絲は多少太きものを用ひ、設置方法としては適當な石臺を見出す事の困難を思ひ、すべて平地面に於いて記錄の出來る樣に改められた。水平振子の周期は約十五秒に保ち、臭素紙上における感度は傾斜角一秒に對して1cm. の振れを記錄する樣に整正した。臭素紙を卷きつけた圓筒の回轉は一週間に一回であつて一日の長さは 4 cm. として記錄されるのである。

宮津到着後直ちに一地點を見出し、此所に器械の据付を完了したのではあつたが、電源土地の軟弱等の關係から、その場所の不可なる事を悟り、漸く町役場構內のポンプ小屋を見出して再び此所に兩成分の器械が据付けられたのである。この地點は海岸を離れ稍小高い丘の麓に位し、附近には花崗岩の崖も見出し得るので、局部的の變化は比較的問題に成らない樣に思はれたのである。此の小屋の地面は多少コンクリートで固められてはあつたが、勿論完全なものでは無く、なほ空氣の流通は自由であるため、氣溫の變化も甚だしく觀測上可成りの障碍を認めた。然しかゝる土地としては、此れ以上の場所を望む事は到底不可能の事であつた。傾斜記錄は寫眞裝置を以てするため、その小屋を適當に暗くする設備は申迄も無く施したのである。

小屋內の氣溫變化の爲め、硝子鐘內に空氣の對流が生じ水平振子の不規則的動搖を惹き起し、惹いて記錄の不鮮明となる場合が屢々であつた。然し後には硝子鐘を綿で覆ふ事により、急激な溫度變化の影響から免れる事が出來其れ以後は明瞭な記錄を得て居る。

觀測を續行する爲めに四月には警察署の好意により、町役場南方の丘上（櫻山公園）に觀測所を移轉し、專ら此所に於いて觀測が行はれたのである。觀測室は一間に一間半の大さであつて、この中に二箇の基石を据へ、この上に器械が置かれた。周圍は全部板にて二重張りとし、その上を蓆にて覆ふ設備は施したとは云へ、溫度の影響からは依然として免れる事は出來なかつたのである。彙報第二

號中にも記載した如く、記錄に一日周期の變化が現はれる事は、溫度が直接器械に影響すると云ふよりも、地表全體が溫度と共に傾斜運動をするのに歸因するものであつて、觀測室を可成り深い地下室とする外に免れる手段は無い樣である。現在の記錄においても、溫度による一日の變化は相當に現はれては居るが、此の地方の地震後の地塊運動は比較的殊しいものであり、且つ長周期に亘る傾斜を目的として居る關係上、この溫度變化は大した障碍とは成らない。但し硝子鐘內の溫度の急激變化を避ける樣に注意する事は前述の通りである。觀測室の溫度は自記寒暖計により記錄され、寫眞裝置の光源としての電源には二個の蓄電池が用意され、交互に充電して使用されてある。溫度の影響は河邊の其れに比して大では無いが、三脚台の螺子脚、足受等には常に錆ない鋼を用ふる事は必要である。この金屬を用ひなかつた箇所が甚しく錆びて居る事からしても氣の付く事であらう。

河邊に於ける觀測は器械の製作を待つて着手した爲め、五月二十六日より開始せられた。河邊の位置は輿謝半島地塊に在り、宮津に對しては山田斷層を隔てゝ居ると云ふ理由で、適當な地點として撰定されたのである。器械を据付けた場所は通常桑葉を貯藏する石室であるが、これは村の人家を離れ多少山の方に向つた所で、その入口は北向の崖に面して居る。此所の岩質は花崗岩から成つて居るとは云へ、甚だしく腐蝕して居て容易に毀す事の出來る程度のものである。この石室中二個の基石の上に兩成分の水平振子が置かれ觀測が開始せられたのである。石室內の氣溫變化は至つて少なく、觀測上好都合ではあつたが、然し濕度の大である爲めに三脚臺の鐵部は錆び、臭素紙は感光度を失つて記錄不能となつた事が再三であつた。然し乍ら寫眞部分を全部密閉し、その中に吸濕劑を入れる事により、兎に角此の問題は解決出來たのである。電源は宮津におけるものと同じく、二個の蓄電池を交互に充電する事によつて、觀測を續けて居る。

宮津町觀測結果

第一圖は三月十五日より四月一日に至る宮津に於ける傾斜變化觀測結果、附圖一は四月十三日より九月十日に至る同じく宮津における觀測結果、第一表は此等の期間において宮津或ひは豐岡にて弱震程度以上として感じた地震を示したものである。

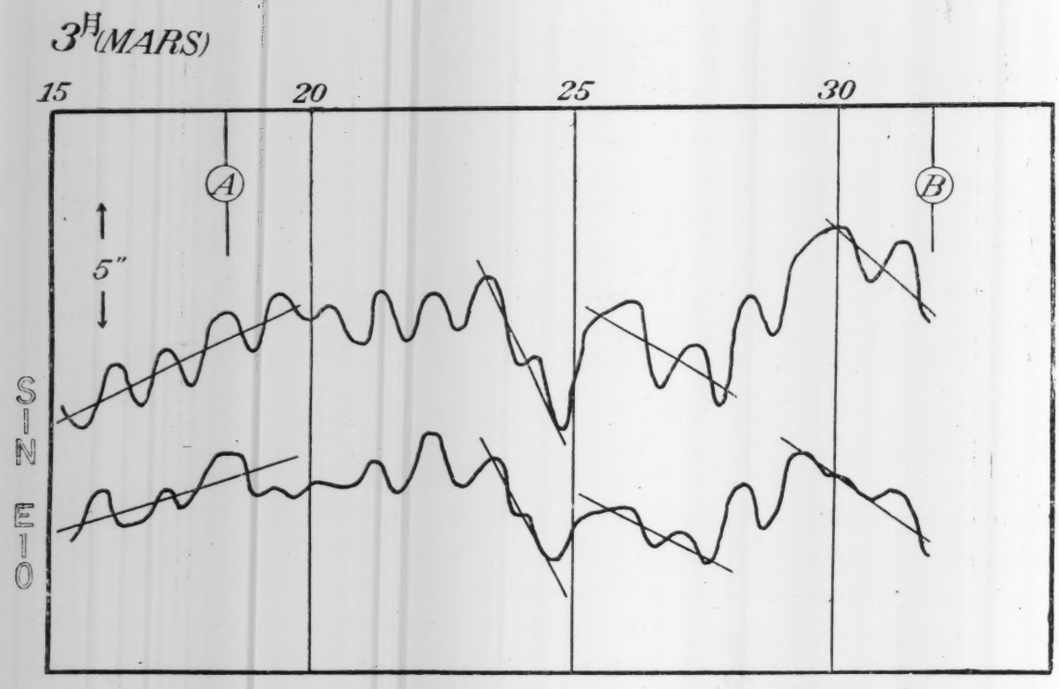
第　一　表　(Tableau I)

番號 No.	發震時 (Epoques de séismes) 月	日	時	分	震度 (Intensité) 宮津 Miyadu	豊岡 Toyooka	震源ノ深サs Profondeur de foyers
A	3 (Mars)	18	21h	48m	II	II	4.9 KM.
B	4 (Avril)	1	6	8	IV	IV	10.3
1	4	25	19	27	II	I	8.0
2	5 (Mai)	3	11	48	I	II	9.6
3	5	13	17	43	II	I	7.7
4	5	29	1	30	—	II	0-2
5	5	29	1	30	—	—	6.0
6	5	29	4	32	I	III	0-2
7	7 (Juillet)	7	5	34	I	III	10.8
8	8 (Août)	5	21	40	III	III	7.1
9	8	19	12	45	I	I	15.0
10	9 (Sept.)	1	4	59	I	I	*

*　三點觀測ノ中一點ノ記錄缺ケタルタメ不明

第一圖に於いて認められるが如く、傾斜變化中に一日の周期を持つものが存在して居るが、それと同時に緩漫な傾斜變化が認められる。實際の記錄には傾斜角一秒が1 cm. 一日が4 cm. として記錄されて居るため、その傾斜の有様はなほ明かに見出される事は論を待たない。此れを餘震の發震時と比較して見ると、可成り密接の關係が見出せる。勿論、當時は本震の直後であつて一日數十回の餘震が存在して居たのであるが、傾斜變化は極めて緩漫であつて、各〻の餘震に對する關係は見出し難い。然し乍ら宮津或ひは豊岡に於て弱震程度以上の振動を與へた地震に就いては、その前に傾斜變化のある事は容易に見出せるのである。傾斜變化が極めて緩漫であつて、すべての小餘震に對して傾きを與へないと云ふ事は、測定して居るものが地塊の傾斜によるものであつて、地塊の運動の結果は先づ弱震程度の地震を發生するものと見て差支へない様である。數多き小餘震は極めて小局部における現象であつて、地塊の運動の大勢には關與しないと考へられる。三月十八日の弱震に對して次第に傾斜變化の存在して居た事、四月一日の强震に對しても二十三日頃から已に急激な變化が記錄されてあつた事は明かに云へるのである。

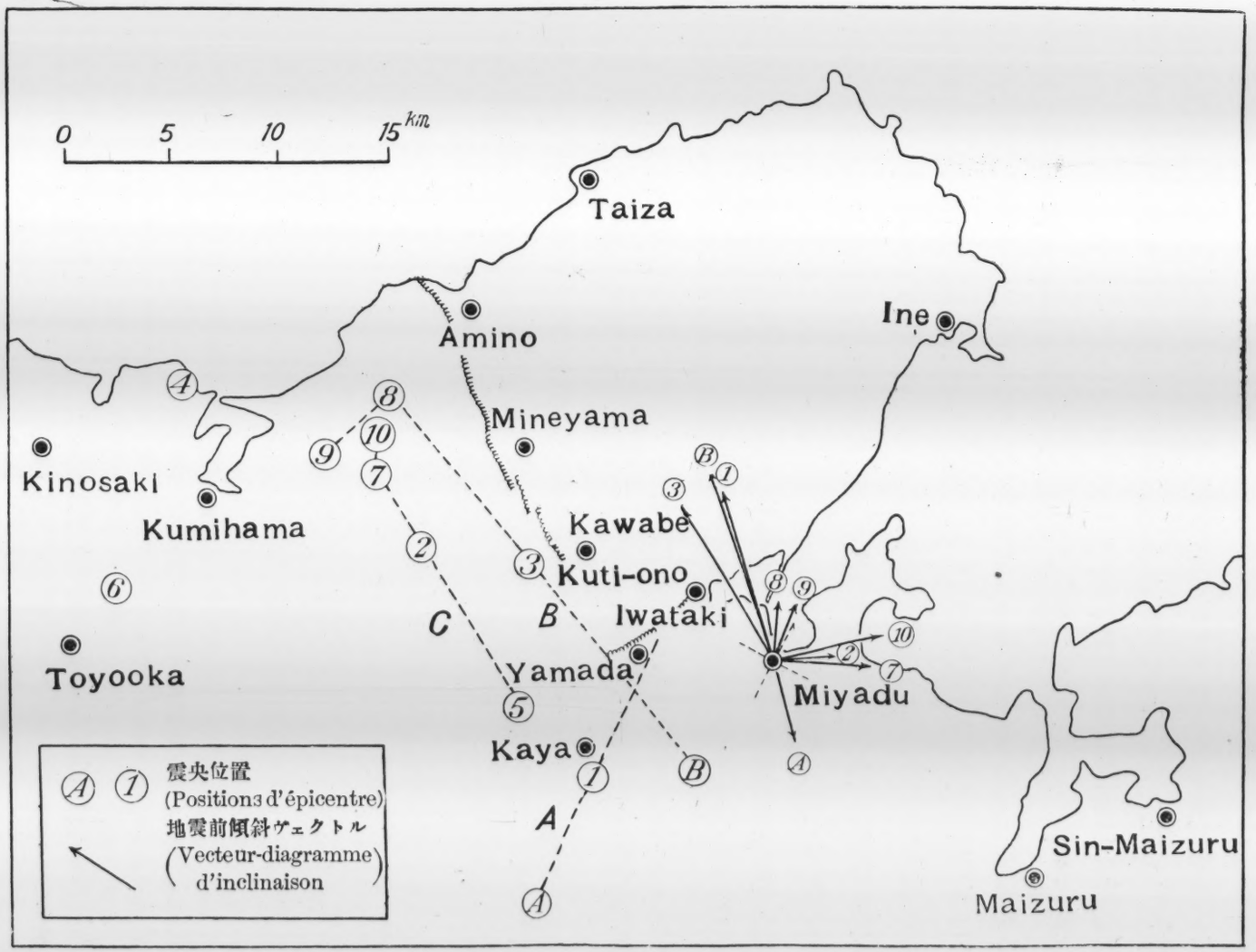
第二圖中には宮津の位置に相當して、地震前に生ずる傾斜變化をヴエクトルとして記入したが、矢の長さは三日間に當る傾斜量、(1秒を2.75 mm. 矢の方向は



第 一 圖 (Fig. 1)

地表の下りを表はす）その方向は兩成分から求められたものである。勿論器械の据付が正しく東西南北を指して居ないから、圖上には破線を以て器械の据付方向を表はし、これに基準して傾斜ヴエクトルを記入したのである。十八日の弱震に相當する變化のみが他の場合と異り逆方向を向いて居るのは、七日の本震直後の反動現象として注意すべきものと思はれる。

四月一日の强震に至る傾斜變化は單位時間に基準して最も甚だしいものであるが、三月二十五日、二十八日の兩度に急にその方向を變ずる所が見受けられる。而してこの三つの階段においてその傾斜變化は全く同じ方向を指すのが注意される。此の階段式の現象は地表に近い層のズレを意味するものと觀察されるが、後に再び此の問題に就いては述べる事とする。四月一日の强震に附隨する弱震が三十日に數回、四月一日にも續いて數回あつたが、傾斜變化は依然として緩漫であつて、各々の地震に就いて變化を示さないから、殊更に煩雜を避け、省略して表には載せない事とした。此等の傾斜變化の中、一日周期を持つものは溫度の影響と考へられるが、緩漫なる變化は地塊の傾斜に因るものと思考せられ、此れによつて種々の現象が說明されるのである。即ち三月七日の地震後宮津においても、


0 5 10 15 km
Taiza
Amino
Ine
Mineyama
Kinosaki
Kumihama
Kawabe
Kuti-ono
Iwataki
Toyooka
Yamada
Miyadu
Kaya
Sin-Maizuru
Maizuru
震央位置
(Positions d'épicentre)
地震前傾斜ヴェクトル
(Vecteur-diagramme d'inclinaison)

第　二　圖　(Fig. 2)

多少土地の起伏を認めて居る。(1) これは陸地測量部の水準測量の成果から推察して、山田斷層に關係あるものと思はれるが、傾斜記錄に徵しても、その運動がなほ持續されて居る事が云へるのである。不幸にして四月一日午前六時の强震により、傾斜計の吊絲が切斷せられ、修理の道が無かつた爲め、それ以後の變化を知るに術ないが、これ迄の傾斜變化のみに徵しても已に餘震との間には相當の關係がある事が明白になつたのである。なほ今村、那須兩所員による三點地震觀測の結果から算出した震央位置(第二圖)より推察すれば、四月一日の震央は殆ど鄕村斷層の延長上に存在して居るのである。これは此の地震が他の餘震と異り、從屬する數多の餘震を伴つて居た事よりしても、この地震は鄕村斷層が延長して生じたものと考へて差支へ無い樣である。

四月上旬には觀測所の移轉、器械の修理、觀測者の交替等にて記錄を得る事に失敗したが、十五日頃からは漸く連續的の記錄が得られる樣になつた。二十日迄の餘震の中、大ならるものは、八日に二回、十五日十六日に各々一回發生して居るが、傾斜記錄の缺けて居る關係上、その變化を明かにする事の出來ないのは遺憾である。四月二十五日の地震に至る前提として傾斜變化の存在は同じく發見出來る。(附圖一) なほ其の變化の中に方向を變ずる所、即ち階段式に變化の進む事にも氣が付く、震央は加悅町附近にあつて全く山田斷層に屬すべき地震である事も云へる。此の地震以後、傾斜變化は全く方向を轉じ、五月三日迄殆ど一樣の傾斜をなして進んで居り、此の日に弱震があつて再び傾斜方向が變換されて居る。此の地震及び七月七日、九月一日の地震は他のものと異り、その傾斜方向が東に向つて居るが、これは又震央の位置が鄕村斷層と平行をして居る一列(C列)に相屬して居るのである。五月三日以後方向を變じたる傾斜は七日に至つて比較的急激な變化に移り、結局十三日の餘震を導いたもので、この場合にも階段式を示して居る。

其れ以後傾斜變化は可成り平穩の狀態を示して居るが、餘震としても大なるものは發生して居ない。但し五月廿九日に至つて弱震程度のものが三回觀測されてある。その中二つは但馬地方の地震であつて、その震央の位置から判斷しても宮津地塊には關係の無いものとされる。殘りの一回は其の震央が加悅町の西北方にあり、傾斜記錄にては一成分が缺けて居る爲めに精確な事は不明であるが、その

(1) 北丹後地震報告(京都府測候所調査) 13 頁

傾斜の甚だしく少ない事から推察しても此れはC列に屬すべきものと思考せられるのである。なほC列に屬すべき地震の深さと震央位置との間には直線的の關係が成立して居るが、此の意味を判斷するに斷層線が地上に現はれて居ない關係上、多少の困難がある。六月中は地震にも著しきものなく傾斜變化も極めて平穩に進行して居るが、只十日後に稍著しい變化が認められる。この前後に弱震程度の餘震が發生して居ないと云ふ事實は全記錄を通じての唯一つの除外例であるが、或ひは弱震程度に至らない小地震(1)によつて終局を告げたと見て差支へ無いであらう。なほ氣壓勾配變化を見るに、此の前後において同じく傾斜變化を助長せしめる傾向を呈して居るから、強ちこれは地表傾斜變化觀測上の誤差として取扱ふ事の出來ないものと思ふ。七月一日よりは又傾斜に變化があつて七日の地震に終つて居るが、これは五月三日の地震の場合述べたるが如く、傾斜方向は東に向ひ、震央位置はC列に屬して居る。

八月五日の地震に至る前提には甚だしい傾斜變化が認められる。傾斜變化は七月廿四日より開始せられ、八月五日には宮津、豐岡において震度IIIの地震を發生して居る。その震央の位置も、傾斜方向もB列に屬すべきものである。五日以後數日は稍小康を得たる形であつたが、その後なほ傾斜を續行して十九日の地震

第　二　表　(Tableau 2)

番號 Numéro	三日間ニ於ケル傾斜量（秒） Inclinaisons en trois jours. (seconde) 成分 Composantes.		合成 Resultantes.	傾斜日數 Périodes d'inclinaison (jour)	全傾斜量(秒) Inclinaisons totals (seconde)
A	E 2,0″	S 3,0″	3,6″	—	—
B_1	O 10,6″	N 12,6″	16,4″		
B_2	O 3,1″	N 3,8″	4,9″ } 9,2″	8,5	26,2″
B_3	O 4,2″	N 4,9″	6,4″		
1	O 6,0″	N 5,8″	8,4″	7,0	19,8″
2	E 2,3″	N 1,6″	2,8″	8,0	7,5″
3	O 7,4″	N 4,4″	8,6″	6,0	17,2″
7	E 4,0″	N 2,0″	4,4″	7,0	10,3″
8	O 1,2″	N 2,6″	2,8″	13,0	12,2″
9	O 0,4″	N 2,8″	2,8″	9,0	8,4″
10	E 3,6″	N 3,2″	4,8″	4,0	6,5″

(1) 斯樣な小地震はこの前後毎日二三回は發生して居るので、何れがこの傾斜に相當して居るものであるかは、精査の上でなくては解らない。

を發生して終局を告げて居る。この地震は震度において五日の其れに及ばなかつた様であるが、傾斜においても稍少ない量を與へて居る。而してその震央位置が五日におけるものと比較して地震斷層から可成り離隔して居るかの如く見えるが、これは鄕村斷層面が傾斜をなして居る爲めに、深さの增加に從ひ其の震央位置が次第に離れて行く現象に外ならない。即ちその震源の深さが殆ど二倍あるために、表面に現はれた斷層位置より約二倍の距離にあるのである。十九日以後の傾斜變化は南北成分は殆ど同じ變化を以て進行するに拘らず、東西成分は東方に傾き九月一日の地震を生じて居る。この傾斜變化の合成は地圖上にて東方に向ひ、其の震央位置もC列に屬すべき場所に見出されるのである。八月中の南北成分の變化中には極めて局部的の變化が影響して居る如く見えるから多少の注意を要する。

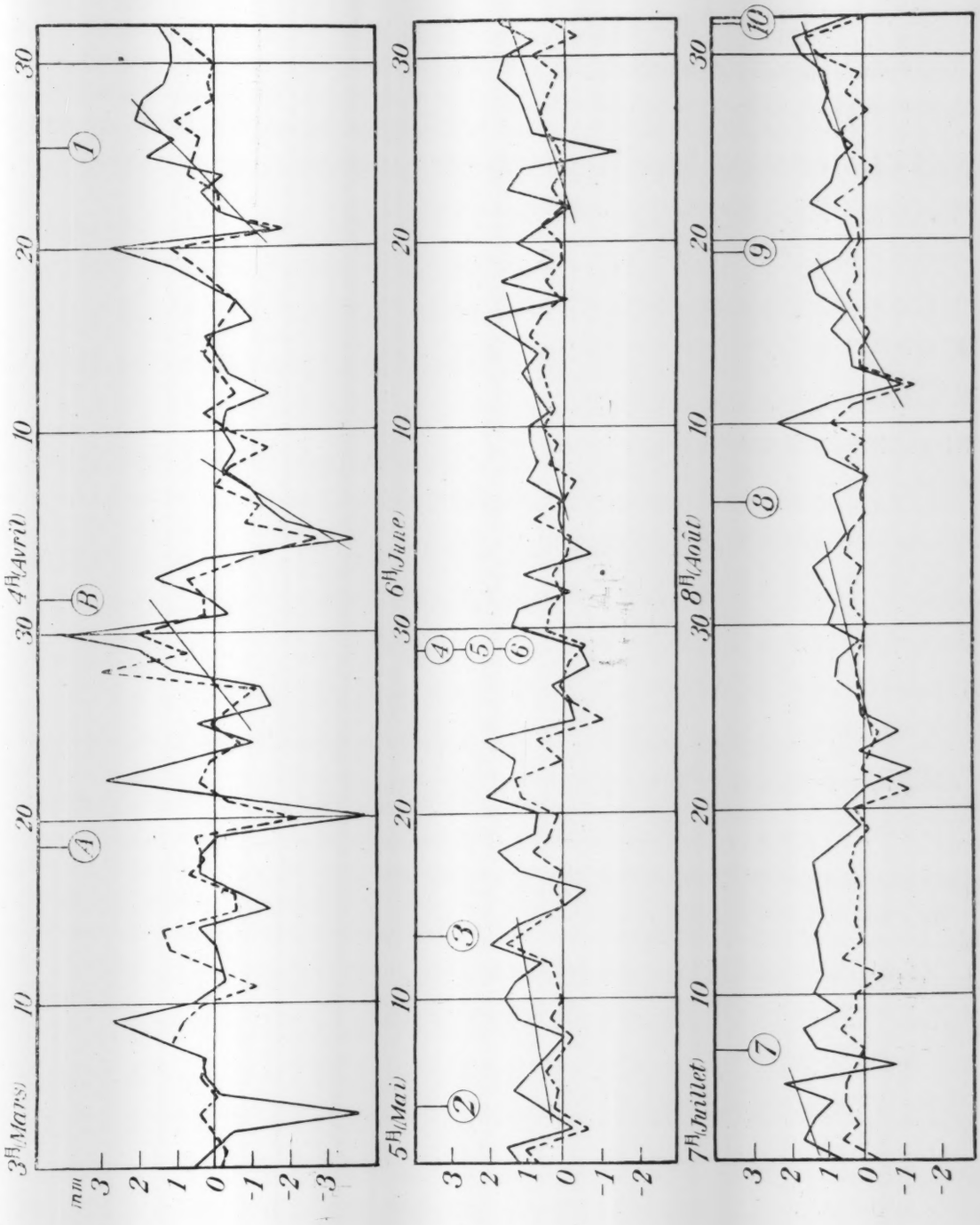
河邊村觀測結果

附圖**第二**は河邊における觀測記錄(1)であるが、これは宮津の記錄に比較して至極平穩のものである。地震に對して甚だしい變化を生ぜぬのみならず、一日周期の振幅も僅少である。五月下旬より六月上旬に至る傾斜變化方向は殆ど鄕村斷層の方向と一致して居るが、廿日間に3.8秒の變化を生じて居る。主な餘震と此の傾斜變化との關係を見るに各地震に相當して多少の變化は呈して居るが其の量の少ないのは、この地塊が極めて安定である證明であると思ふ。⑧⑨⑩の地震前における傾斜を圖より求める時は、何れも鄕村新層に關係あるものゝ如く、⑧⑨はこの斷層方向に向ひ、宮津におけるものとは逆方向をなして居る。然るに⑩は鄕村斷層と逆方向を指し、宮津におけるものとは同方向に向つて居る。⑧⑨の場合には山田斷層において剪斷力が働いて居る様に想像出來るが、⑩の場合には與謝半島も宮津地塊も一樣に同方向に向ふらしく、地表に現はれた二つの斷層には關係ない様である。即ちその機構に於ては不明であるが、C列に地震を生じて二つの地塊が同樣の變位をするものであろう。

地表傾斜變化と氣壓勾配との關係

地震の發生と氣壓勾配との間の密接な關係は現今迄可成り多數の人々によつて研究されて居る。然るにこの關係が存在する以上は地表傾斜變化との間にも相當

(1) 七月十四日以後の東西成分は二倍の傾斜量を誤つて記入したものであるから玆に訂正する。



— 京都氣壓—宮津氣壓 (P Kyôto—P Miyadu)
---- 福井氣壓—宮津氣壓 (P Hukui—P Miyadu)

第　三　圖　(Fig. 3)

の關係があつて然る可き事である。

氣壓の勾配を求めるに當つて、宮津を含む適當なる一地區を選擇すべきであるが、それは測候所の位置により決定されるものである。即ち京都、神戸、境、福井等を撰定して、毎日午前六時に於ける氣壓を其の日の氣壓として勾配を求めた。其の中、京都—宮津、神戸—宮津の勾配は殆ど等しい値を與へ、境—宮津におけるものは多少の不規則はあり乍らも、先づ福井—宮津の逆勾配と見て差支へないものであるから、單に京都—宮津（74 KM）福井—宮津（111 KM）を兩成分として採用する事とした。(1) これらの二方向は今回の地震によつて生じた二つの斷層の方向に其れ其れ平行をなして居る。

三四月中は毎日氣壓勾配の變化が甚だしく、傾斜變化に對して關係を見出す事は困難であるが、五月以後においては充分密接な關係が見出せる。（第三圖） 即ち京都における氣壓が宮津の其れに比較して高い値を持ち、然も數日に亘つて次第に上昇する場合には土地傾斜にも變化を生じ、その結果として地震を發生する。この京都の氣壓が高い時に宮津における地表傾斜は概して逆の方向に向くのであるが、これは一見して矛盾して居る様にも考へられる。然し氣壓勾配がそのまゝ宮津地塊にのみ働くと思ふのが穩當で無いのであつて、京都方面の高氣壓により、この丹後方面一體に壓力を受け、安定なる方向に展開すると見べきであろう。要するに宮津地塊の傾斜變化は局部的現象であつて、結局氣壓の配置と各地塊の運動とを知つて始めてその作用に言及する事が出來るものと信ずる。

第三圖において、其の勾配變化が增加しつゝある場合には直線を以て其の狀況を示してあるが、これと同時に常に傾斜變化を伴ひ地震を發生して居る。即ち今回の大地震の餘震と目さるゝものゝ中、弱震程度以上のものは氣壓勾配に司配されて地表傾斜變化を生じ、遂に地震を發生すると見ても差支へないのである。六月十日前後においては氣壓勾配により傾斜變化はあり乍ら、弱震程度のものを發生して居ない。これは前にも述べたるが如く、地震が稍少さかつたと云ふ事で說明出來るものであつて、氣壓勾配に關係して地表傾斜變化が生ずる現象はこの場合にも明白に存在して居るのである。五月廿九日の地震に對しては勾配變化が明かで無いが、同時に傾斜變化も殆ど無い。これは震央が但馬地方にあつて、今回

(1) 京都宮津間の氣壓勾配は京都の値から宮津の値を減じたもので、他の地點の場合も此れと同樣に取扱つた。

の餘震と殆ど關係がない爲めでもあらうが、震源の深く無い事から察しても、その地震發生の機構において異つたものがあるのでは無いかとも考へられる。

なほ 100 KM. 程の距離において、二、三ミリの水銀柱の差が傾斜變化を生ずべき動力となると云ふ事は、一見不可解であるが、可成り廣い面積、長い時間に關係したる力が同一方向に働いて結局地下物質の運動を促進せしめると考へるならば、敢えて不思議とするにも足らぬであろう。要するに氣壓勾配が數日に亘つて次第に增加する狀況が意味ある事で、此の時間的の力が地震發生を促すものと推察される。寺田教授は關東震災報告(1)其他に地殼を構成する物質の中には流動性を有つものがある事を述べられて居るが此の時間的の力に對して抵抗する事が出來ないと云ふのは此の物質の存在を是認するものに外ならない。然も地表に表はれて居る表面的の岩石—シアル—は此の性質を帶びて居るものでは無く、實際餘震の發生する所、或ひは其れより遙かに深い部分に於て、流動性を具備して居る物質の存在があるならば、この現象は充分說明されるであろう。觀測結果によれば餘震は數列となつて發生して居るが、これはその列に沿ふて地表物質に弱點ある事、即ち地塊の存在を是認するものであり、その境に起る現象により地震が誘發されると考へられる。

海洋の潮汐の高低による壓力變化は氣壓の其れに比して大なる力を與へるものであり乍ら、土地傾斜に對しては大なる意味を持たぬ樣である。これは半日周期の潮汐の影響は積算的になり得ないと云ふ事で、地震現象には直接關係の無いものと想像されるのである。

地表傾斜變化に關する考察

地殼の構造—少くとも地表の構造—は地塊の集合によつて說明されて居るが、今回の地表傾斜變化觀測よりしても、地塊の存在を認めて其の境界面に何事かが發生すると考えるのが最も適當の樣である。勿論今回の地震に引續いて起つた餘震は其の震源の深さも淺く、地震波の性質も比較的單純なるものであるから、總ての地震に對して今回の觀測によると同樣の事が推論されるや否やは甚だ疑問である。丹後地方は地表まで堅い岩石が露出して居る關係上、緩漫な傾斜變化は殆ど地塊の運動によるものと認めて差支へないが、東京附近の如き軟弱なる地層上

(1)　寺田寅彥：震災豫防調査會報告第百號（乙）66 頁

にて觀測する場合には自ら異つた性質を現はすものに相違なくこの地方の如く簡單な變化に留るものではないらしい。然し乍ら地震發生の前提としては同じく傾斜變化が常に觀測されるのであつて、これも多少地塊の運動と見て差支へ無い様である。(1) 丹後地方に於いては直線上に並ぶ震央は同方向の傾斜變化を與へる事實、附近の斷層が傾斜變化を主として司配する事實等より推論しても、地塊の存在は益〻確められたのである。地震數日前より傾斜變化を生じ、地震直前には平靜に復すると云ふ現象は、地震の原因として地殻破壞說を疑はしめるものである。自分は寧ろ岩漿が地殻內間隙に貫入する現象と見たいのである。

此の傾斜變化が進行しつゝある場合に、二三回方向を轉ずる現象、即ち階段式變化が認められるが、これに就いては二つの原因が考へられる。第一因は地殻を構成する一地塊が一定の方向に傾斜運動を爲しつゝあるにも拘らず、地殻の極めて表面に近い部分は此の運動に追從する事が出來なく、遂にズレを生ずる。これが傾斜方向の變換する箇所と見られる。第二因は地塊運動が促進せられる場合、結局は物質の瞬間的變位即ち地震の發生となつて終るのであらうが、その前提において、二地塊の相對的運動による摩擦等のために階段的運動をなすものと見るのである。此の二つの原因の中、孰れがその眞相に近きものであるかは目下斷定すべき材料を持たないが、東京の觀測によれば、地震前の傾斜變化において、其の形式上間の差異はあり乍らも、傾斜變化の方向を變ずる箇所が觀測せられて居る。その形式上の問題は多くは其の土地固有の地表に近き層の厚さ、軟弱度の相違によつて定められるものと考へられるから、或ひは第一原因の方が當を得たものかとも想像されるのである。

地圖上に現はれた各震央位置に二列ある事は、今村那須兩所員によつて已にその存在が明かにされたものである(2)。此の A, B 二列に地震の發生する場合、傾斜變化は何れも北方に向つて居て、その間に區別を付ける事が出來ないのは要するに二つの斷層が一つの原因によるものであつて、結局與謝半島と本州との相互運動、即ち三月七日の本震によつて移動せる方向になほ移動せんとするものの如く考へられる。即ち宮津に觀測所のある以上、傾斜は山田斷層の影響を受けて變化

(1) 東京に於ける觀測によれば南北成分の傾斜變化が地震と關係を有して居り、これに相當する弱點——多摩川にて代表されて居るもの(?)——が地震に際し多くの運動をなすものと見られる。

(2) 帝國學士院記事第三卷第四號

するのは當然の事と云はねばならない。河邊の觀測によれば、ＡＢ二列に地震のある場合には鄕村斷層の影響が見出し得られ、その方向に就いては、宮津のそれと殆ど逆方向に向つて居る。Ｃ列に地震の發生する場合、宮津地塊が東方に傾斜を生ずるのは地表に斷層が現はれて居ない爲め、容易にその機構を察する事は困難であるが、要するに鄕村及び山田斷層に關係なきものであるらしく、河邊の記錄においても、地震前における變化が宮津の其れと同方向に向つて居る事等より察しても、Ｃ列は與謝半島を離れた內地的のものであると同時に、その據つて來る原因も二斷層による地殼內物質變位の結果として力の平衡が破れた結果、此所に地震を頻發せしめるものと想像出來るのである。なほ宮津における北方に向ふ傾斜群は山田斷層に、東方に向ふ傾斜群はＣ列に孰れも四十五度をなして居るのは、この二つの面に剪斷力が働いた結果であろうと、末廣所長より御注意を受けたが、要するに地塊の水平移動に原因する地表の傾斜變化と云ふ事が問題であつて、垂直移動よりも第一義的の場合が多い樣である。

地震發生機構に關する考察

氣壓勾配が餘震を發生するに與つて力ある事は、多くの研究者によつて認められた事であり乍ら、その機構に就いては充分說明し盡されて居ない樣に思はれる。地殼の構造はシマ、シアルより成り、シアルは數多の地塊より成立すると考へられて居る。今回の觀測に於いても、氣壓勾配と餘震との關係に就いて、數日に亙り然も次第に增加する勾配のある場合に地塊の運動の現はれる事は、前述の如く粘性に富む物質が地殼中に存在する事を暗示するものであろう。地表に現はれた岩石は、地塊の集合である事、即ち脆性を持つと考へられて居るが、粘性を持つ物質はこれよりも一層深い所に存在する物質シマを想像しなければならない。本震は與謝半島の相對的移動結果と見るならば、餘震は此の移動により破壞せられたる物質の局部的狀態に關係して生ずるものと考へ得べく、この間に介在してシマの流動が想像せられるのであろう。即ち氣壓勾配は、此のシマの流動を促進するに與つて力あるものであつて、直接地表に垂直に壓力を與へる氣壓の差が、シアルを破壞するとは考へられないものである。京都、神戶の氣壓の高い時には、シマの流動が北西に向ふ筈であつて、これは本震及び本震後の與謝半島の移動方向に合致するものであり、此れが不安定の狀態にあるシアル塊の運動を促進しつつ岩漿が地殼中の空所に貫入して地震に導くとすれば、地表傾斜變化其他の現象

は容易に說明出來るものであろう。勿論大地震の場合には二次的に地殼の隆起破壞が起つて地震を發生するが餘震小地震の場合にはたゞ貫入のみあつて破壞は生じないと考へるのである。

今丹後地方に於いてイソスタシーの平衡が行はれて居ると假定するならば、山岳の高さは平均 400 米、海深を數百米とすれば、餘震の發生する平均の深さ 7 KMは大體シマとシアルとの境にあるものと見得べく、粘性に富むシマの移動が直接脆性に富むシアルの運動となつて現れ、その弱點である地塊の境界附近に地震の發生する事は考へ得べき事である。

陸地地震の傾斜變化を前驅として發生する事は、此の觀測により例外無く云はれるのであるが、但馬地方に發生する場合には何ら宮津地塊に變化を與へない。此の事實からして地震が傾斜變化を與へる範圍は割合に小區域であると云へると同時に、地塊の大いさも此れによつて決定し得る問題であらう。地表に現はれた傾斜變化が角度に表はして十秒に過ぎない場合にも、地下數キロにおいて地震が生ずると云ふのは、岩漿の貫入を以て說明すれば容易に氷解すべき事であるが、地塊が已に剛體で無いと同時に、地表には此の運動に關係しない表面層(1)があつて、地下における變位が其のまゝ地表には現はれない場合もあるべく、一方地塊相互の運動が水平的である時には、測定さるべき量が常にその傾斜變化と云ふ事で、實際の變位に比べて非常に僅かなものとなる場合もあらう。

地形變化に關する考察

以上の事實はすべて余震觀測より得たる結果であるが、三月七日の本震に於いても、此の種類の傾斜變化は存在して居たるに相違無く、斷層附近において最も甚だしく認められたものであろう。參謀本部陸地測量部の成果(2)に徵するに、斷層附近の地形變化は最も甚しきものであつて、斷層兩端における垂直變位は水準測量により充分明かに、その水平變位は三角測量により明瞭にされたのである。水準測量においては地震後二回の測量を完了して居るが、その結果によれば三月七日の地震によりて生じたる地變は時と共に多少進行する狀態を示して居る。これは余震と共に進行するものであるらしく、傾斜變化の同じ向に向つて居るのにも一致して居る。

(1) 新しく堆積されたる軟弱なる地層
(2) 丹後地震に關する報告—陸地測量部：地震研究所彙報第四號

今回の水準測量の結果として斷層部分の變動が明かにされたのみでなく、豐岡附近圓山川流域において殊しく水準點の埋沒沈降した現象[1]が發見されたのである。これは實地踏査の結果、土地軟弱と道路改修とにより大部分埋沒したものと見られるが、此の流域に亘つてすべての水準點が沈降して居る事實よりすれば、多少の水準的變化の存在は是認出來るものである。而してこれが果して但馬地震に關係して、地下に想像さるべき地變の發現と爲す事が至當なりや否やは問題であるが、二三の事實はかへつて此所に陷沒地帶を考へて差支へない様に思はれる。即ち測量の結果はこの斷層は V 字形であると推定するに反し、丹後地震においては郷村、山田兩斷層においては地表の兩岸における運動が逆方向を示し、垂直的水平的にも N 字形をなして居る。[2]これは兩度の地震において、そのシアル層の破壞様式の差異を示すものであつて、國富信一氏の丹後地震報告[3]中にも、初動方向の研究により、その差異を明かに認めて居るのである。即ち但馬地震は陷沒性であつたのに反し、丹後地震は剪斷性を現はして居たのである。後者は明かに破壞様式が地上に發見出來るのであるから疑ふ餘地は無いのであるが、前者は陷沒性のため明かに地表に現はれなかつたものと考へられる。即ち志田博士により提唱せられたる地震初動方向の研究は地殻破壞形式を想像して立論されたものであつたが、山陰兩度の地震により、その破壞實例が地上に認め得べき量となつて現はれたと言へるのではあるまいか。要するに水準測量の結果として、兩度の地震に關して其の地形變化の差異が明かにされたのであつて、但馬地震前、豐岡測候所における地震計の傾斜變化云々の問題に關しても、その眞相に就いては未だ發表されて居ないが、圓山川に沿ふての陷沒地帶を假定する時には、斯様の現象の存在は殆ろ當然の事と云はなければならない。

弱震程度以上の地震前に土地傾斜のある事は今回の觀測により明白となつたのである以上は、此れを目標として觀測を繼續する時は地震の接近を察する事が可能であり、豫知方法としても第一段に達した譯である。海底地震陸上地震によりその生ずべき傾斜も同型でなく、又土地土地により地質の差異、地塊の大いさ等によつて多少の變化を示すに違ひ無い。然し乍ら、此の方法により邁進する時に

(1)　丹後地震に關する報告—陸地測量部：地震究研所彙報第四號
(2)　同　上
(3)　氣象雜誌第二輯第五卷第八號

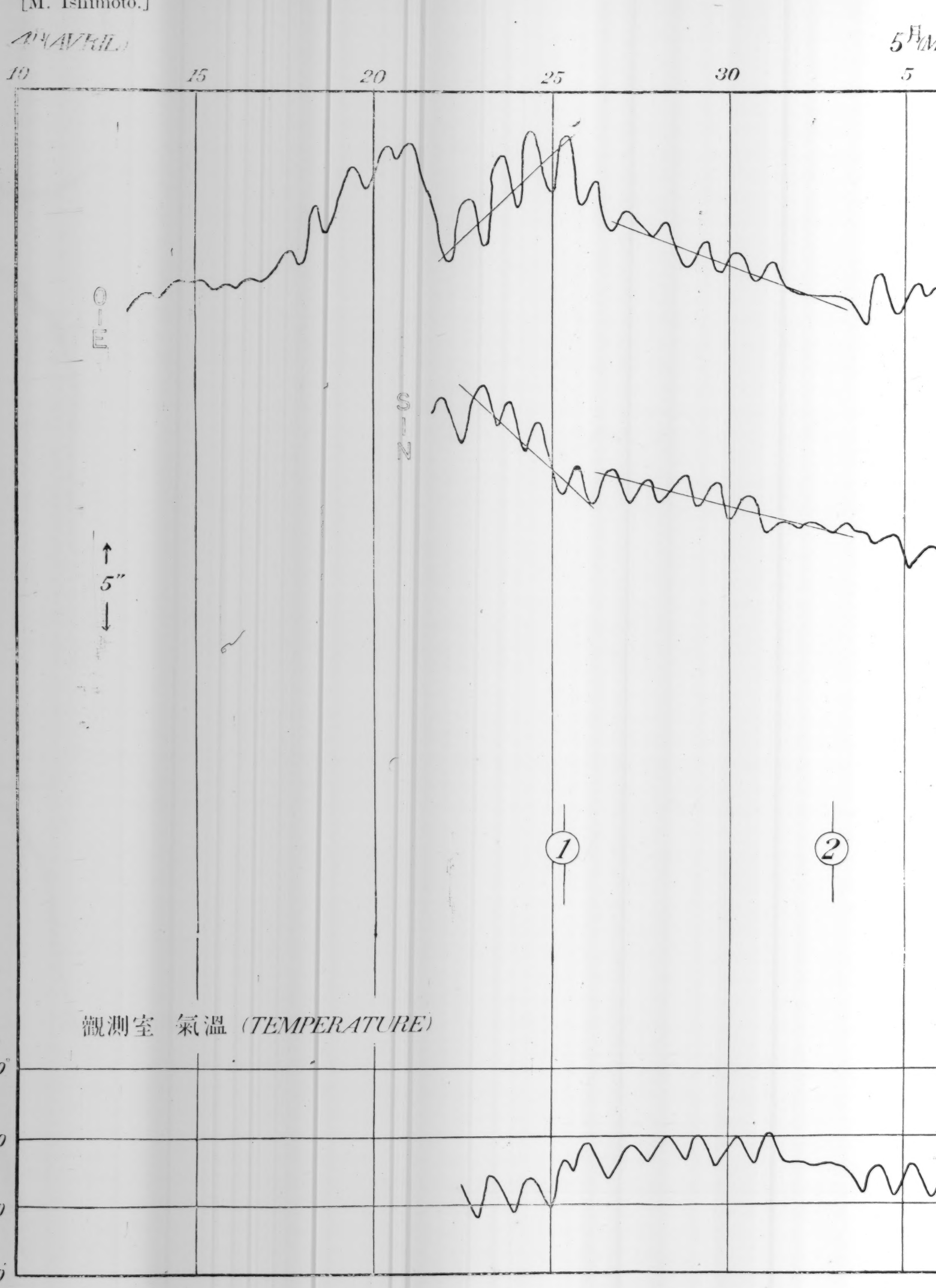
は、ある程度迄は豫め地震發生に就いて注意を與へる事は可能であり、實現し得べき性質のものと信ずるのである。

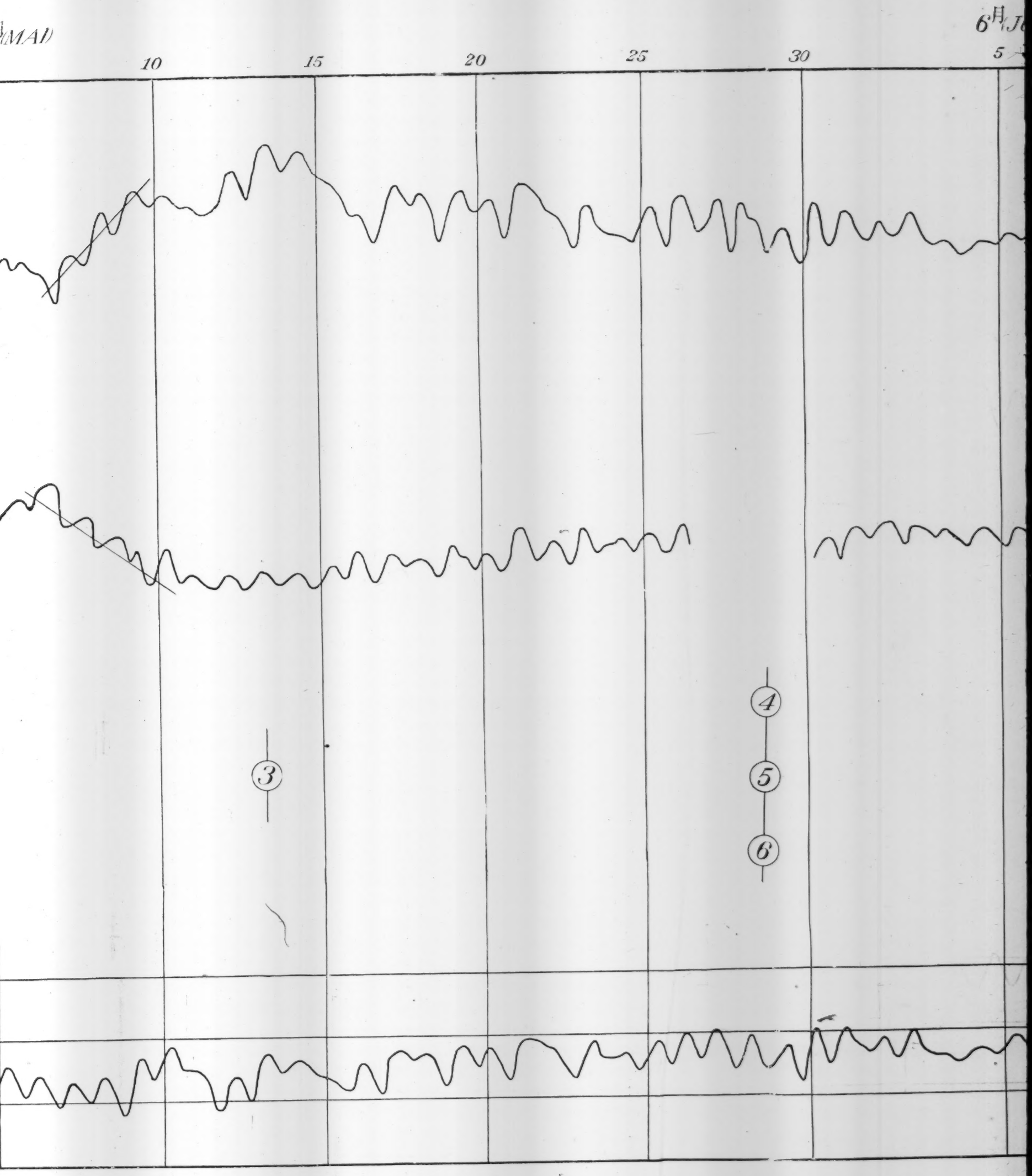
擱筆に當つて、此の觀測を遂行するに就いて絶えず激勵と暗示とを惜まれ無かつた末廣所長に厚く御禮を申上げる次第である。器械運般据付に關しては、坪井、高橋の兩助手の應援を得た事、整正修繕等に關しては須田、鹿熊の兩君を煩した事に感謝する。なほ實地の觀測に携つて犧牲的努力を惜まれなかつた、宮津小學校訓導、上杉、洲澤、岡本の三氏に、河邊村における吉岡氏に厚く御禮を申上げる次第である。最後に最も正確なる地震要素を充分與へられた中央氣象臺の和達技師、及び各餘震に就いて三點觀測により其の震央位置と震源の深さとを測出されたる那須囑託の御好意に對し厚く感謝の意を表する次第である。

昭和二年十一月

[M. Ishimoto.]

附圖一 PL.I

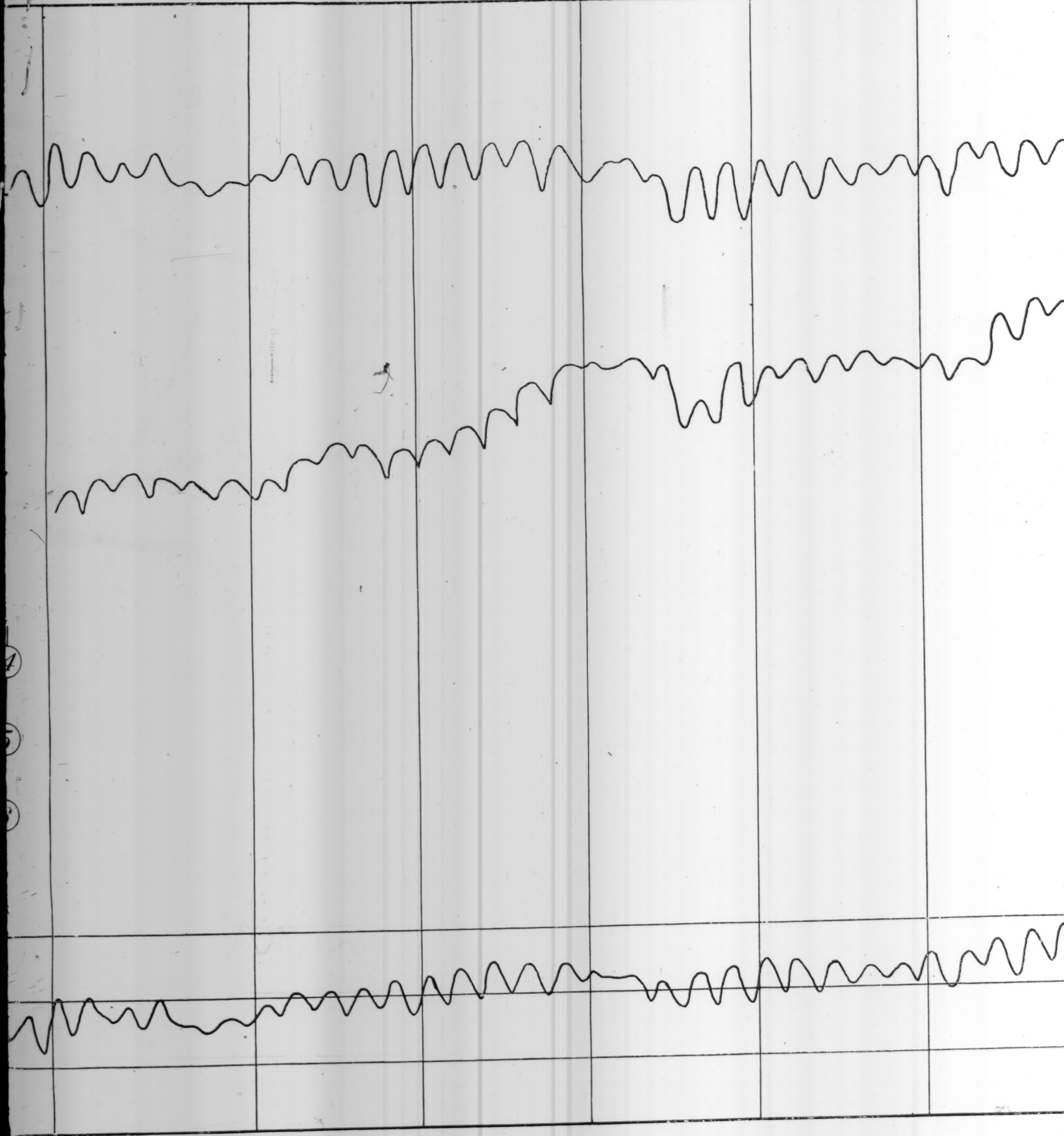


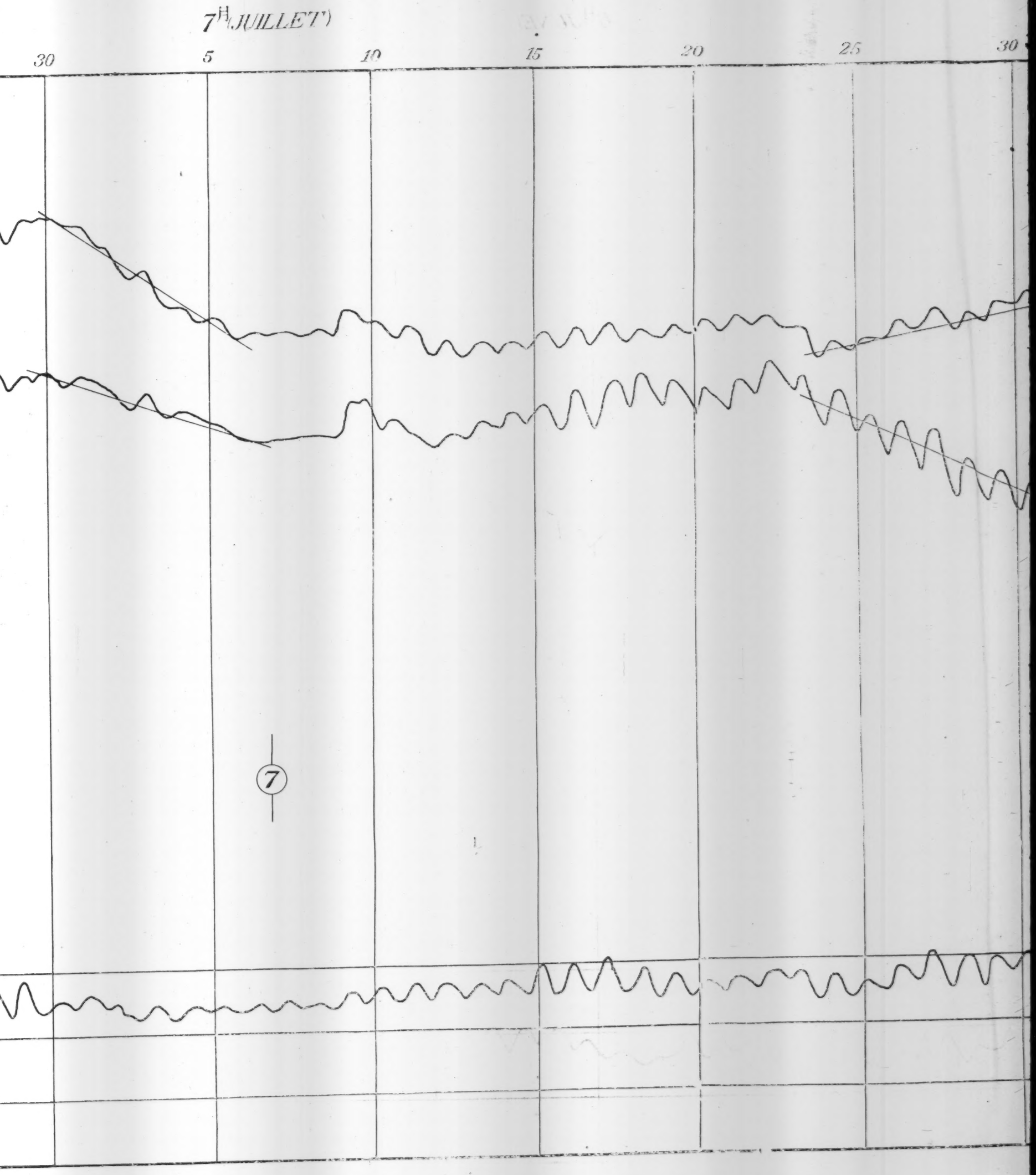


MAD
6月
10
15
20
25
30
5
3
4
5
6

6H (JUNE)

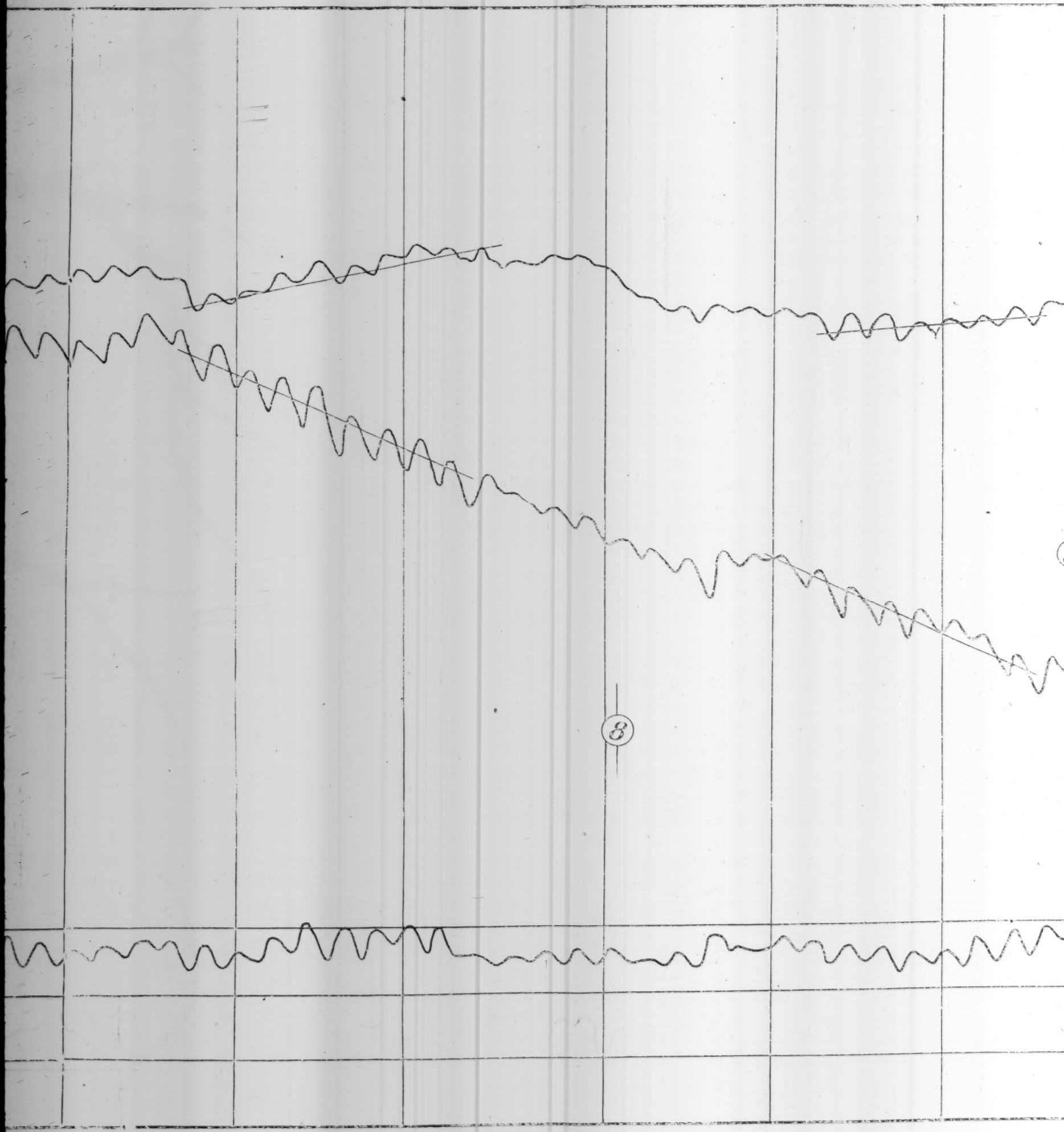
30 5 10 15 20 25

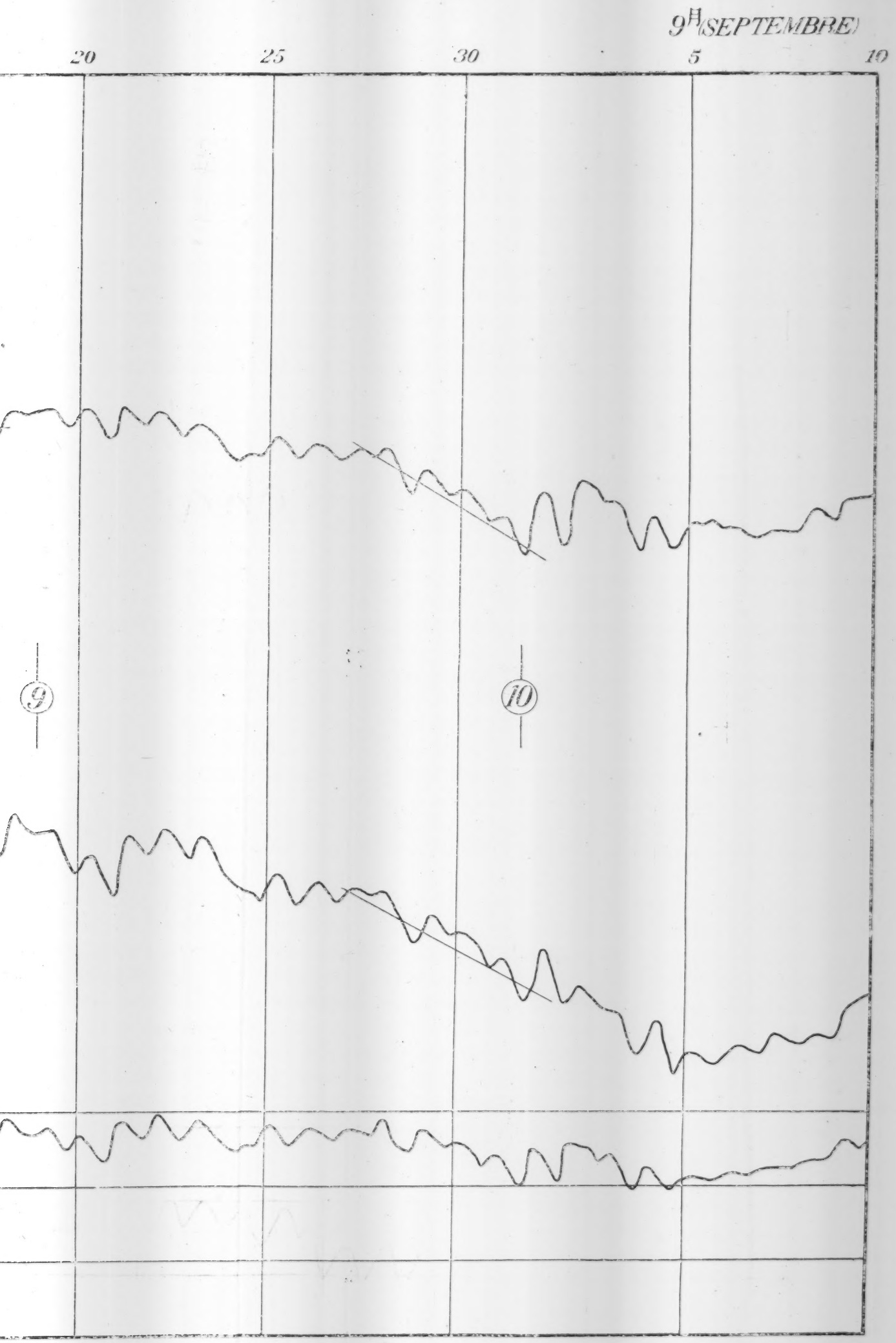



7月(JUILLET)
30
5
10
15
20
25
30
7

8h (AOUT)

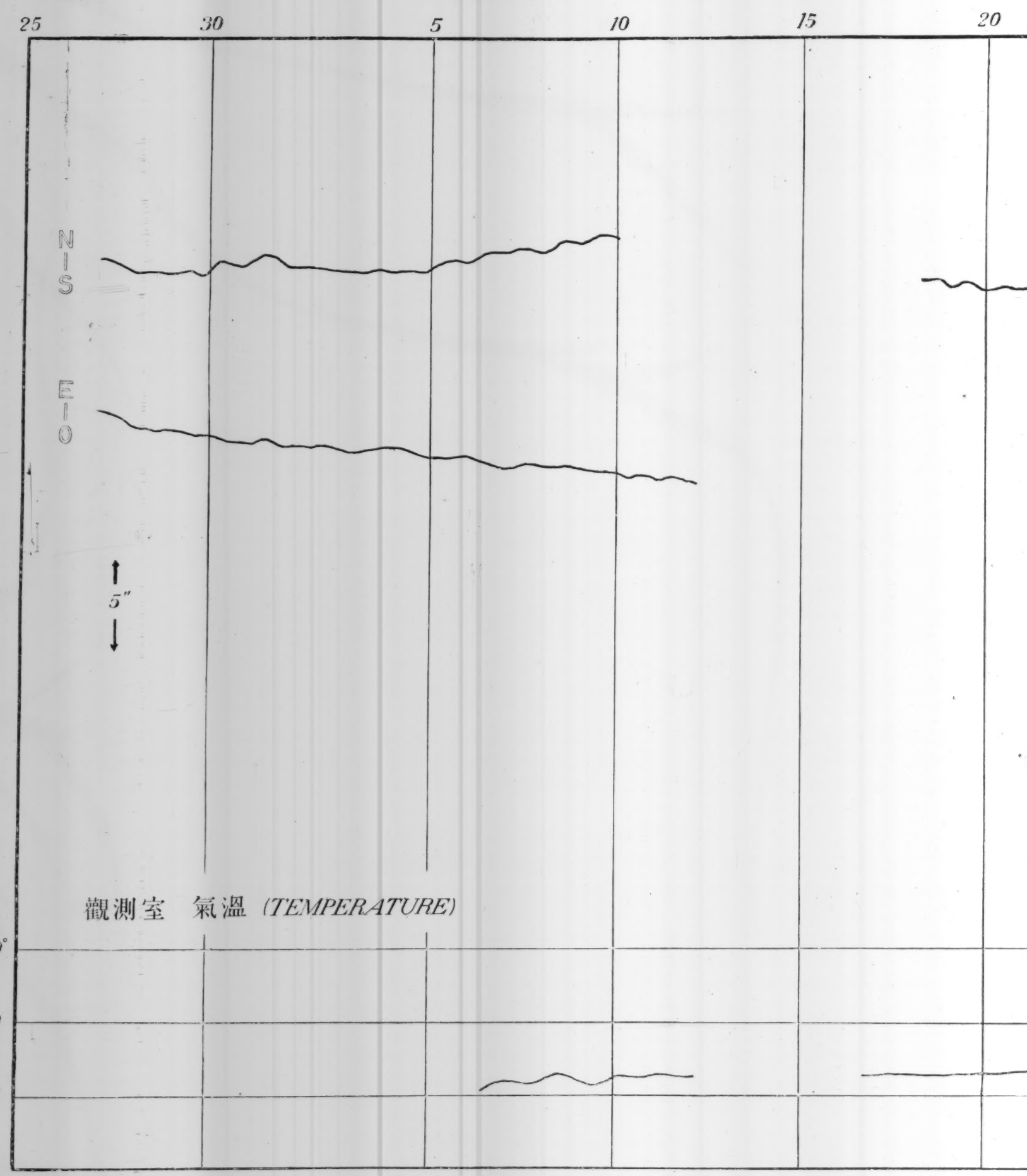
20 25 30 5 10 15




9H (SEPTEMBRE)
20
25
30
5
10
9
10

[M. Ishimoto.]

附圖二 PL.II



7月(JUILLET)

25 30 5 10 15 20

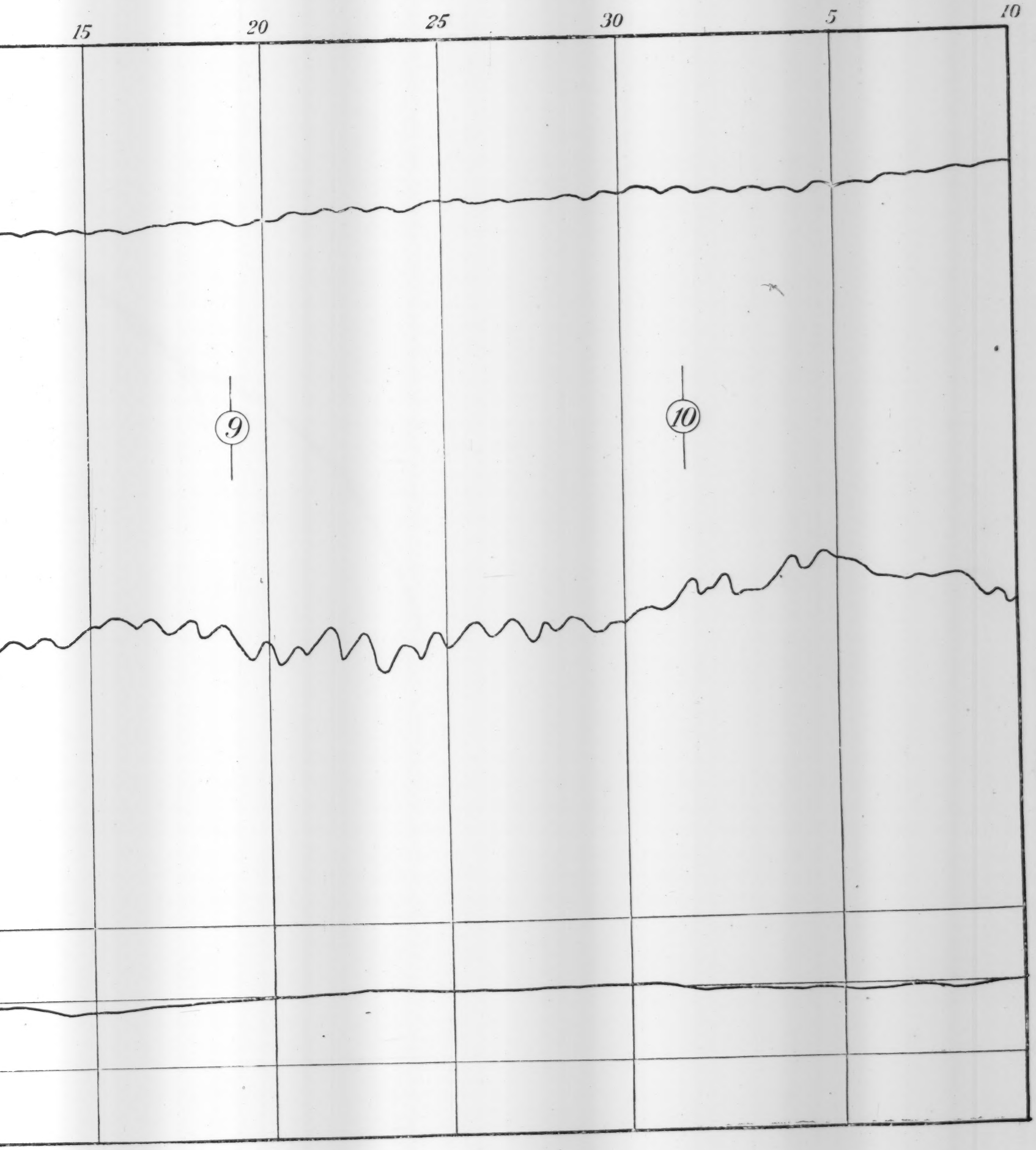
7

8月(AOUT)

15 20 25 30 5 10

8

9H (SEPTEMBRE)



丹後震災地一二等三角點移動檢測成果報告

陸地測量部

Horizontal Displacements of the Primary and Secondary Triangulation Points, observed after the Earthquake of March 7, 1927, in Tango Districts.

By

Hitoshi OMURA, Major General,

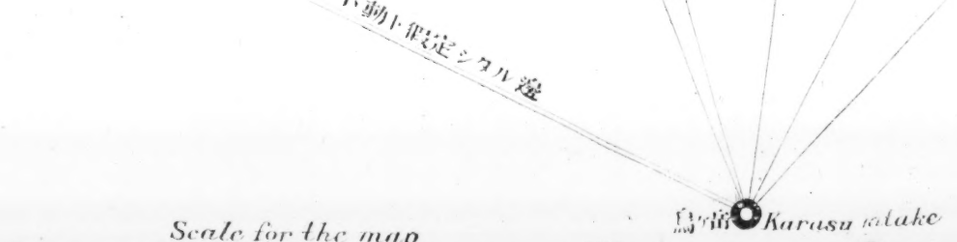
The Land Survey Department.

After the destructive earthquake which occurred in Tango districts on March 7, 1927, a revision of the triangulation in the disturbed region was promptly planned and carried out within a period from the beginning of May to the beginning of June. A second survey was also made during the period, from the beginning of August to the beginning of September, in order to detect any further change which might have taken place.

The results of these surveys were compared with those of the earlier surveys as well as with each other. The amounts of the relative horizontal displacements thus obtained of a number of primary and secondary triangulation points are shown in the synoptic map reproduced in the annexed Plate (PI. LII).

昭和二年三月丹後震災後直に同地方に於ける三角網の變動を檢する爲、測量作業を開始し、五月上旬より六月上旬に亙る期間に於て第一回觀測を終了したり、其後更に持續する移動の有無を檢する爲に、第二回檢測を行ひ八月上旬より九月上旬に至る期間に於て此れを終了したり。

此二回の測量成果を地震以前に於ける舊測量成果と比較し、又新しき二回の成果を相互比較して得たる相對的水平移動の狀況を別紙要圖（PI. LII）に圖示す。



Scale for the map

0 5 10 15 20 KM

Scale for the displacement

0 ½ 1 1.5 2 M

一等三角點 (primary triangulation point)
二等三角點 (Secondary ,, ,,)
舊結果ト第一回觀測結果トノ比較移動量
(The relative horizontal displacement obtained by the comparison of the results of the 1st. measurement after the earthquake and the earlier measurement before the earthquake
第一回觀測結果ト第二回觀測結果トノ比較移動量
(The same of the 1st. and 2nd. measurements)
舊結果ト第二回觀測結果トノ比較移動量
(The same of the 2nd. and the earlier measurements)
斷 層 線 (Fault line)

說 明

1. 本圖ハ昭和二年六月及八月ノ二回地震研究所委託ニ係ル丹後震災地三角測量實施ノ結果新舊各成果ノ比較移動量ヲ圖示セルモノナリ
2. 新舊各觀測時期次ノ如シ

舊 觀 測	明治十七年十二月ヨリ	明治二十一年十月ニ至ル
第一回觀測	昭和二年五月上旬ヨリ	同 年六月上旬ニ至ル
第二回觀測	昭和二年八月上旬ヨリ	同 年九月上旬ニ至ル

3. 觀測ハ新舊共一等點ハ獨逸「カール・パンペルヒ」製二十七糎測微經緯儀ヲ用ヒ各二十四回觀測値ノ中數ヲ採用シ二等點ハ舊觀測ニアリテハ獨逸「カール・パンペルヒ」製二十一糎測微經緯儀ヲ用ヒ新觀測ハ同二十七糎測微經緯儀ヲ用ヒ各十二回觀測値ノ中數ヲ採用ス但シ視準點ハ一等點全部及遠距離ノ二等點ニアリテハ同照器ヲ用ヒ其ノ他ハ覘標觀測ヲ行フ
4. 一等點ノ一中數方向ニ對スル諒必誤差ハ次ノ如シ

	秒
舊 觀 測	0.454
第一回觀測	0.354
第二回觀測	0.541

5. 本計算中一等三角點、烏ヶ岳、床之尾山ノ邊及方向ヲ不動ト假定シ新舊共觀測方向及條件式ヲ可及的ニ同一ナラシメタリ
二等點、千丈ヶ岳、由良ヶ岳、石川村、三重村、加悅奥ノ五點ハ第一回觀測ヲ實施セズ但シ吉澤二等點ハ第一回觀測ヲ實施セシモ唯一方向ナリシヲ以テ第二回ニ於テ觀測方向ヲ二方向ニ改メタリ

Explanation

1. The map shows the relative displacements of the triangulation points obtained by the comparison of the results of the 1st. and 2nd. surveys carried out in June and August, 1927, respectively with the earlier results.
2. The periods of the surveys are :

Earlier survey	Dec., 1884–Oct., 1888.
First survey after eqk.	Beginning of May–Beginning of June, 1927.
Second ,, ,, ,,	,, ,, Aug– ,, ,, Sept., 1927.

3. For the primary point the mean value of 21 observations is taken and for the secondary point the mean value of 12 observations.
4. The provable errors for the mean values of the observed angles are

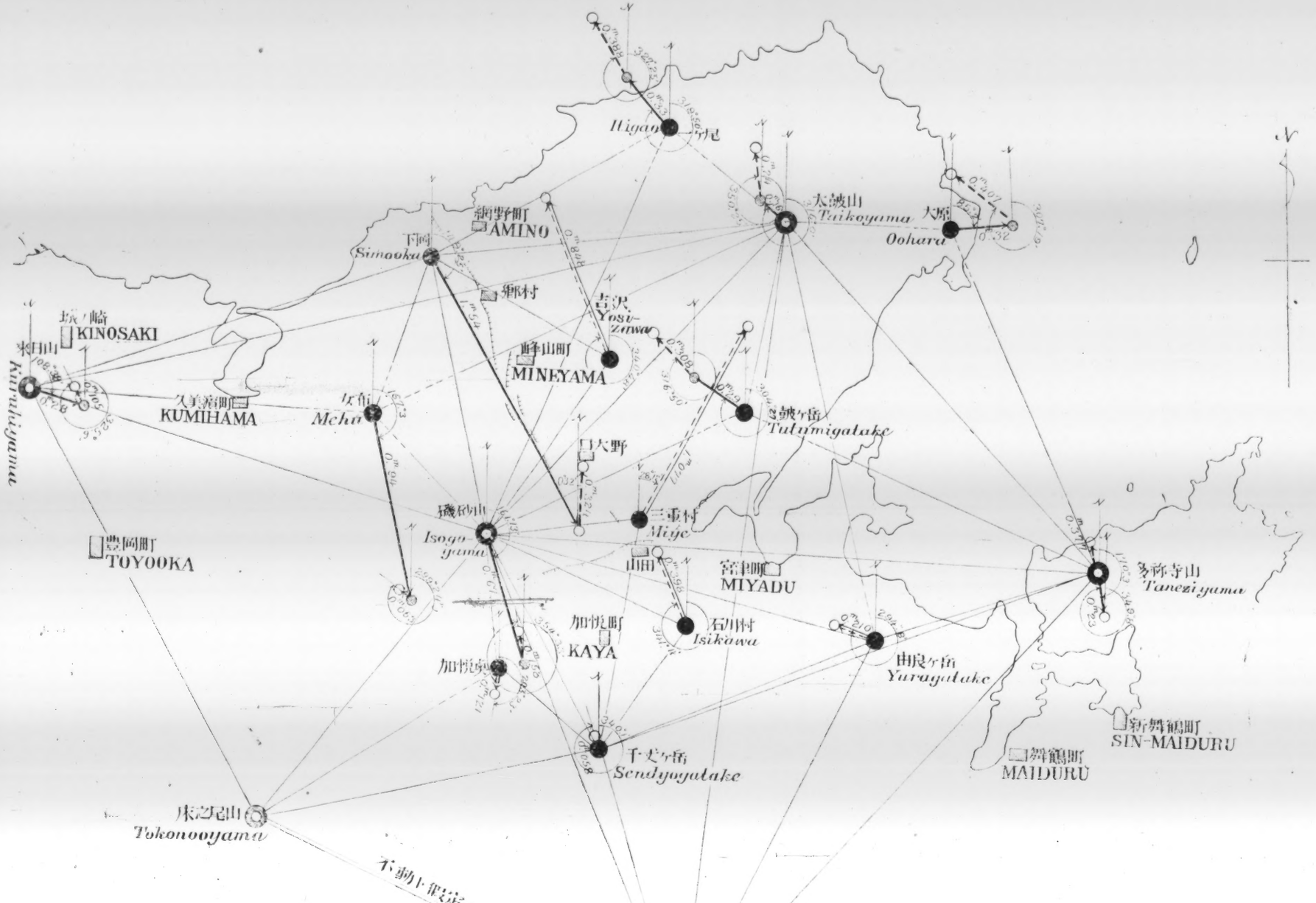
For the earlier survey	0.″454
,, ,, first ,, after eqk.	0. 354
,, ,, second ,, ,, ,,	0. 541

5. In the present reduction, the line Karasugatake–Tokonooyama is assumed unchanged.

[Land Survey Dept.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LII.]

Map showing the Horizontal Displacement of the Primary and Secondary Triangulation Points, observed after the Earthquake of March 7, 1927 in Tango Districts.

丹後震災地一二等三角點移動要圖（第二回）



丹後震災地一等水準測量第一回及第二回檢測成果比較要圖

陸地測量部

Comparison of the Results of the First and Second Precise Levellings in the Region Disturbed by the Tango Earthquake.

By

Hitoshi OMURA, Major General,

The Land Survey Department.

The result of the first levelling carried out immediately after the earthquake has already been reported in Vol. 3. of this Bulletin. The levelling was resumed for the second time along the same route, in order to detect any further change in the vertical displacement. The results of comparison of the results of the first and second levellings are here given in the synoptic map reproduced in the annexed Plate (PL. LIII).

The time and duration of the field work for the two levellings re as follows:

The first levelling: April 13—June 24, 1927.

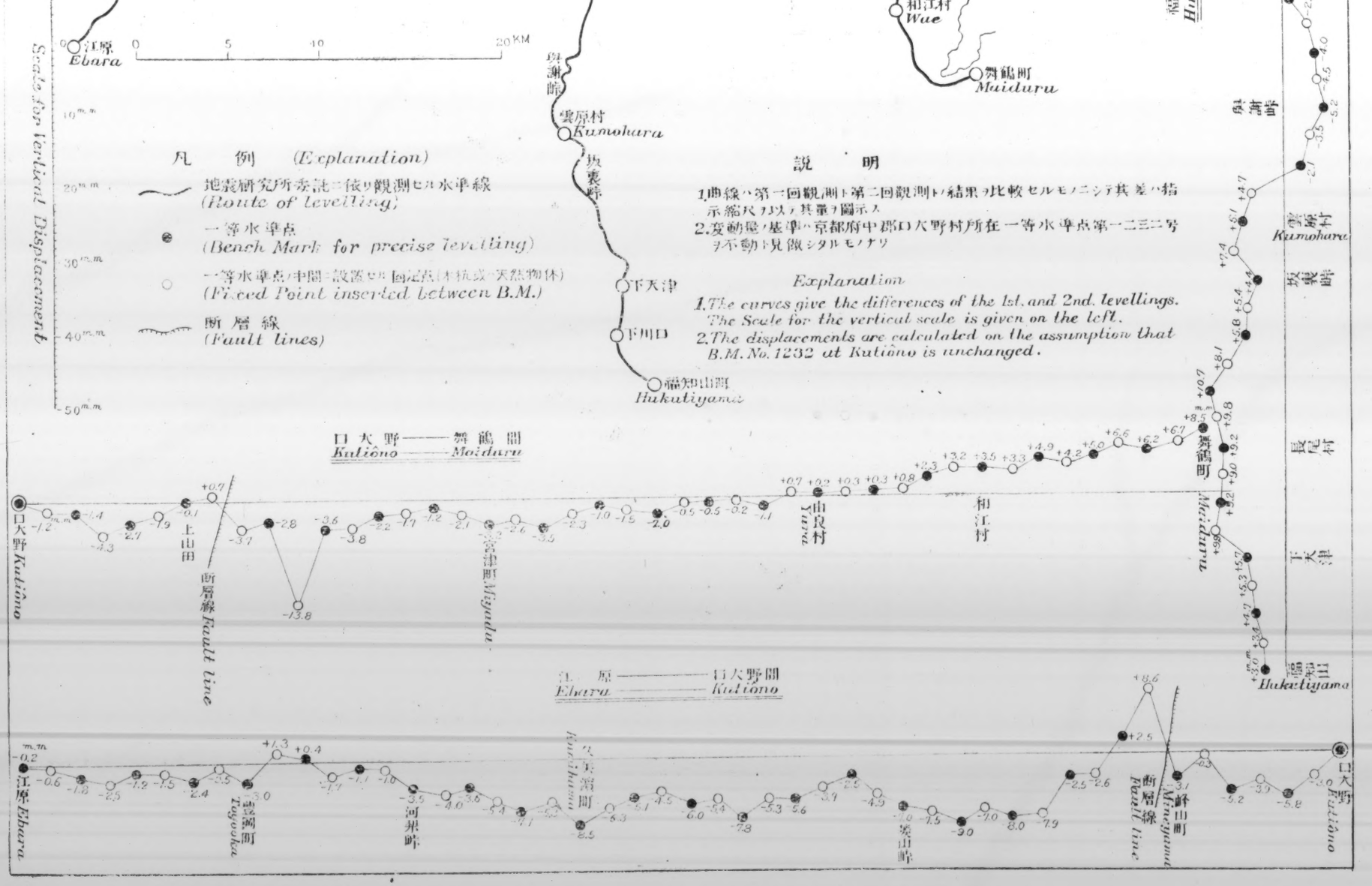
The second levelling: June 17 - August 24, 1927.

丹後震災後直ちに行ひたる水準測量の成果は既に彙報第三號に報告したり。其後更に引續き同一經路に就き第二回の檢測を行ひたる成果を第一回の成果と比較し、第一回第二回檢測成果の差を求めたるものを別紙要圖に圖示し參考に供す。

第一圖並第二圖檢測作業の期間下の如し。

第一回: 昭和二年四月十三日より六月十六日迄

第二回: 昭和三年六月十七日より八月廿四日迄。

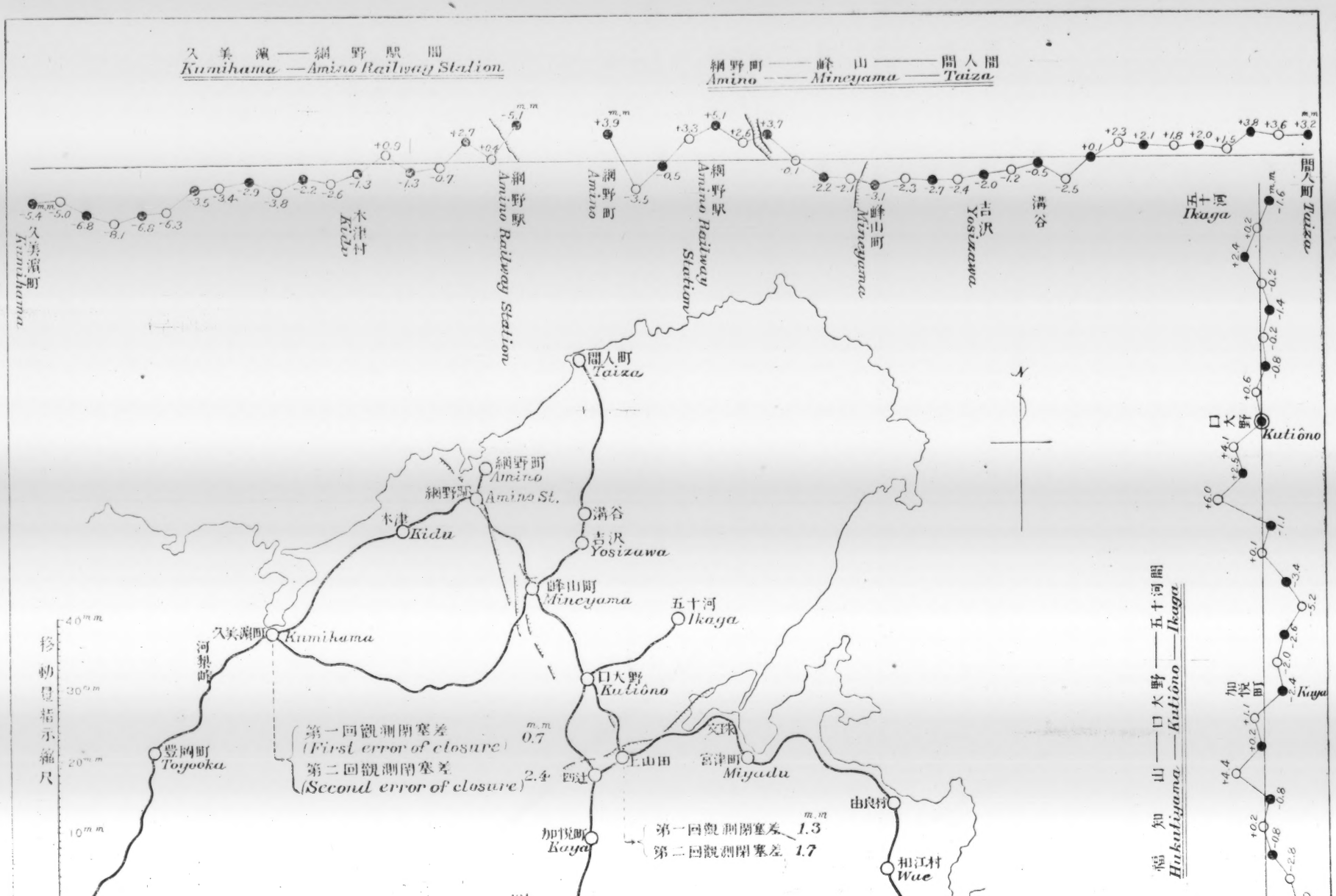


（震研彙報第四號、圖版、陸地測量部）

[Land Survey Dept.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LIII]

Comparison of the Results of the First and Second Precise Levellings on the Region disturbed by the Tango Earthquake.

丹後震災地一等水準測量第一回及第二回檢測成果比較要圖



丹後但馬震災地方海面調査報告

海軍水路部長 米村末喜

Report of the Results of Soundings in the Region off the Coast of the Tango Province, after the Earthquakes of 1927.

By

Sueki YONEMURA, Rear-Admiral
Director of the Hydrographical Office,
Imperial Japanese Navy.

After the recent destructive earthquake in the Province of Tango on March 9, 1927, the Hydrographical Office of the Imperial Japanese Navy carried out, at the request of the Institute, an extensive survey of the bathymetric features of the sea bottom off the coast of the region disturbed by the last earthquake and also by the earthquake of 1926 in Tazima districts, in order to obtain the data for comparison with those of the earlier soundings. The work was done during the period May-August, 1927. The valuable results are now placed at our disposal by the courtesy of the Hydrographical Office.

The results of soundings are shown in Charts and Profiles reproduced (PL. LIV—LXIV), in which the results of the earlier dates are also given for comparison.

As to the accuracy of the results of soundings, it is stated that for the depth less than 12 m. allowance must be made for an uncertainty of about 0.7 m., for the depth of 12,100 m. of about 2 m. and for above 100 m. of about 3 m.

Changes i then coast lines was also investigated and the areas upheaved or depressed are shown in the charts reproduced.

It may be remarked that the comparison of the present and the earlier data shows nowhere such a conspicuous change in the sea bed as was observed on the occasion of the Kwantô Earthquake of 1923, though there are some indications of change which must have actially occurred here and there.

The Director of the Institute.

昭和二年三月丹後地方に於ける震災の後、本所の委囑により海軍水路部に於て行はれたる丹後但馬地方海面深度測量の結果に就き今回下記の通報告ありたるに

より該報告書全文並に此れに添付されたる海圖斷面圖を附圖として印刷に付し本彙報に掲載することゝせり。

地震研究所長

昭和二年九月二十三日

東京帝國大學地震研究所囑託

水路部長　米　村　末　喜

末廣地震研究所長事務取扱殿

丹後但馬震災地方海面調査報告の件

昭和二年五月至八月水路部測量班及地震研究所囑託の首題に關する調査下記の通。

記

1. 丹後但馬震災地方海面の調査記事
2. 丹後但馬震災地方海面調査圖
3. 久美濱至犬埼海面水深新舊比較圖
4. 久美濱至犬埼海面等水深線新舊比較圖
5. 宮津灣及栗田灣等水深線新舊比較圖

丹後震災地方海面の調査記事

昭和二年三月九日丹後地方に起りたる地震の水深及沿岸地形に及ぼせる變化につき同年五月至八月間に調査せし結果左の如し。

1. 測量の基本とすべき水準面の比較

猫崎より經ケ岬に至る沿岸には舊測の基本とすべき水準標なし今回は津居山港に於て六月至八月の三ケ月間驗潮し決定したる基本水準面を使用せり之れによる岩高數個と海圖上のそれと比較するに 0.2 米以內の差ありしより見れば基本水準面は此沿岸に於ては新舊の差 0.2 米以內なり。

經ケ岬より宮津灣に至る沿岸に於ては伊根港に大正十四年設置測定の標石あり今回も此既定數を使用せり。

宮津灣の水準標石は明治四十四年測定の基本水準岩田井の潮見岩々頂下 5 呎 4 より導く時は今回獅子崎に於て驗潮曲線の 3.02 米が基本水準面に當

るも去る四月三十日より五月三十日に至る一ケ月間の驗潮による基本水準面は 2.80 米なれば舊測は新測より 0.22 米高きものを使用せしこととなる此差異を生ぜし主なる理由は舊測の際は七月至九月卽ち日本海に於て海水面の最高き時期の最低々潮面を用ゐたりしと今回は最低々潮面の年平均を用ゐたるより生ぜし差なり。

附記、陸地測量部多年の驗潮記錄を見るに各月平均水面が年平均水面より高き數は下の如し。

驗潮場	七月	八月	九月	夏期平均
	米	米	米	米
能登輪島	0.101	0.167	0.119	0.129
石見外浦	0.149	0.213	0.155	0.172

陸地測量部水準標石宮津町波路のものより導きたる平均水面は今回決定使用せし平均水面と一致す。

2. 岩高の比較

舊測に於ては岩高は呎を單位とし其端數は四捨五入せしも新測は 10 米未滿は 0.1 米を單位とし 10 米以上は米を單位とするため之れより生ずる差あり而して舊測岩高の中、猫埼より犬埼に至る間に於ては海圖上には津居山港及久美濱灣外のものを記載しあるのみにして激震地方の濱詰より網野間人に至る沿岸には一ケも記載しあらず比較不能なり。

津居山港及久美濱外の岩高は 0.1 米乃至 0.2 米以內に一致したり。

經ケ岬より新井埼に至る間及冠島附近の岩高は大正十四年測量と同一數を得たり。

宮津灣及栗田灣に於ては前記基本水準面比較記事の通舊水準面が今回のものより 0.22 米高かりしものを使用せしを以て此を差引きすれば同灣附近の岩高は殆んど同一高となり舊測以後變化を認めずと云ふべし。

與佐內海には比較すべき岩礁なし。

3. 水深の比較

水深は測量當時の波浪の狀況による差、潮流風力等のため艇が眞に一點に停まらざることあるより生ずる差、測深器又は錘測索の差（每日檢查改正するもなほ若干の差は殘るべし）位置測定及記入の差等より生ずる差。

舊測量は7尋以上は尋を單位とし7尋未滿は4分1尋を單位とし其端數を切捨てたるも新測量は 15 米以上は米を單位とし 15 米以內は 0.1 米を單位とす之れより生ずる差。

舊測量の原稿資料は大正十二年の大震災に燒失したるより激震地方網野附近は海圖(約15萬分1)を伸畫し新測量圖(5 萬分 1)と比較したるにより其位置の一致せざるより生ずる差。

此等の誤差を累計すれば12米未滿は約 0.7 米、12 米以上は約 2 米、100 米以上は約3米の變化の有無は不明となり、新舊水深を比較するも適確なる水深變化ありし場所を發見せずと雖別圖に久美濱至犬埼等水深の新舊比較を示す如く大體に於て新舊形狀は類似するも網野、磯埼、江埼海岸の北方に於て稍亂雜の狀を呈するは地震の爲め海底に緩傾斜の凸凹を生じたるに非らざるなきか研究の餘地あるものと認む。

4. 沿岸地形の變化

濱詰より鹽江を經て磯に至る沿岸は隆起したるものと認む。

地方人の言及潮痕等により察するに夕日、鹽江に於て約 0.8 米隆起したるが如きも網野町前面の海岸より東方には土地の昇降を認めず。

鹽江より穴埼に至る沿岸1浬餘の地震により生せし斷崖は極めて顯著なり久美濱灣內東岸の葛野村川口は大正十四年の地震に陷沒したるに今回の地震により尙一層低下浸水せり。

與佐內海の岩瀧町及男山附近の沿岸にも低下浸水の個所あり。　(終)

[Hydrographic Department.]

Chart I. Comparison of the Results of Soundings off the Coast of Tazima

N

精測D線

精測A線

精測B線

精測B線

Nekozaki

猫埼

鯨部

鯨部港

東山泉

久美浜
Kumihama

實形 1/125.000

高程用米

深淺用米

黒書ハ大正十四年迄ノ測量

赤書ハ今回ノ調査

隆起

低下

Cable 鏈 10 5 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 浬 Nautical mile

Scale 1/125000

{Depth given in black figures : soundings before 1925
{Depth given in red figures : soundings during May-July, 1927.

upheav

(震研彙報第四號、圖版、水路部)

na and Tango before and after the Earthquakes of 1925 and 1927.

丹後但馬震災地方海面調査圖

昭和二年五月至七月

水路部

pheaval ; depression.

The lines of vertical sections of which the profiles are given in other diagrams are shown by red lines, A, B, C, D and E.

[Hydrographic Department.]

Chart II. Comparison of the Results of Soundings made before and after the Earthquakes of 1926 and 1927, in the Region off the Coasts of Kumihama to Inuzaki.

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LV.]

久美濱至犬埼

水深圖

實形 $\frac{1}{50000}$

水深用米

高程用米

黒色ハ明治25年ノ測量

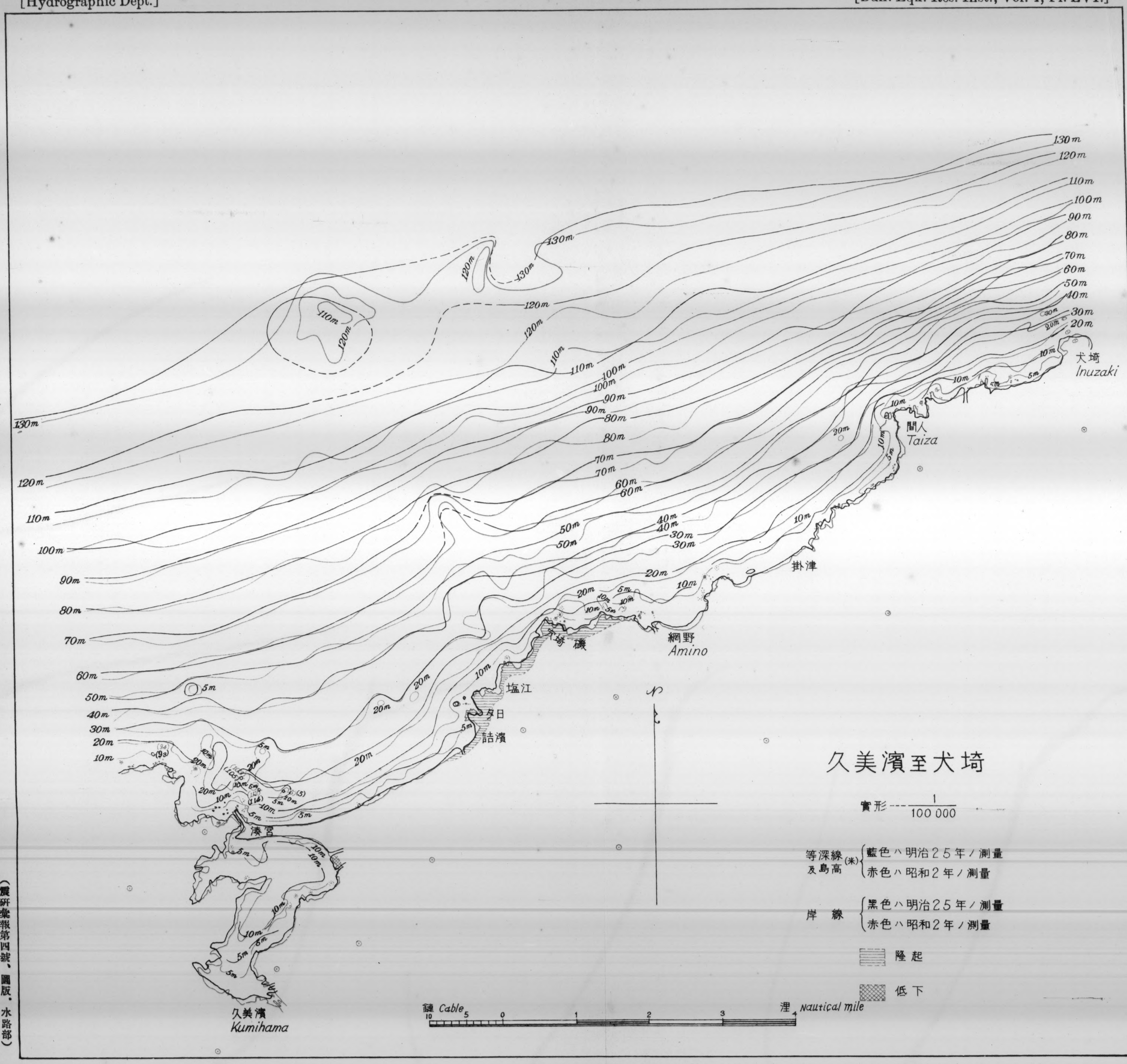
赤色ハ昭和2年ノ測量

Scale $\frac{1}{50000}$. Depth in m.; height in m. {Depth in black figure : soundings in 1892. Depth in red figure : soundings in 1927.

(震研彙報第四號、圖版、水路部)

Chart III. Comparison of the Lines of Equal Depth before and after the Earthquakes of 1926 and 1927, in the Region off the Coast of Kumihama to Inuzaki.

[Hydrographic Dept.] [Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4, Pl. LVI.]



Scale 1/100 000. Height and depth in m.

Depth contour lines and heights of rocks in blue: Sounding in 1892.
Depth contour lines and heights of rocks in red: Sounding in 1927.
Coast lines in black: Sounding in 1892.
Coast lines in red: Sounding in 1927.

（震研彙報第四號、圖版、水路部）

Chart IV. Comparison of the Lines of Equal Depth in the Bays of Miyadu and Kunda

[Hydrographic Dept.]

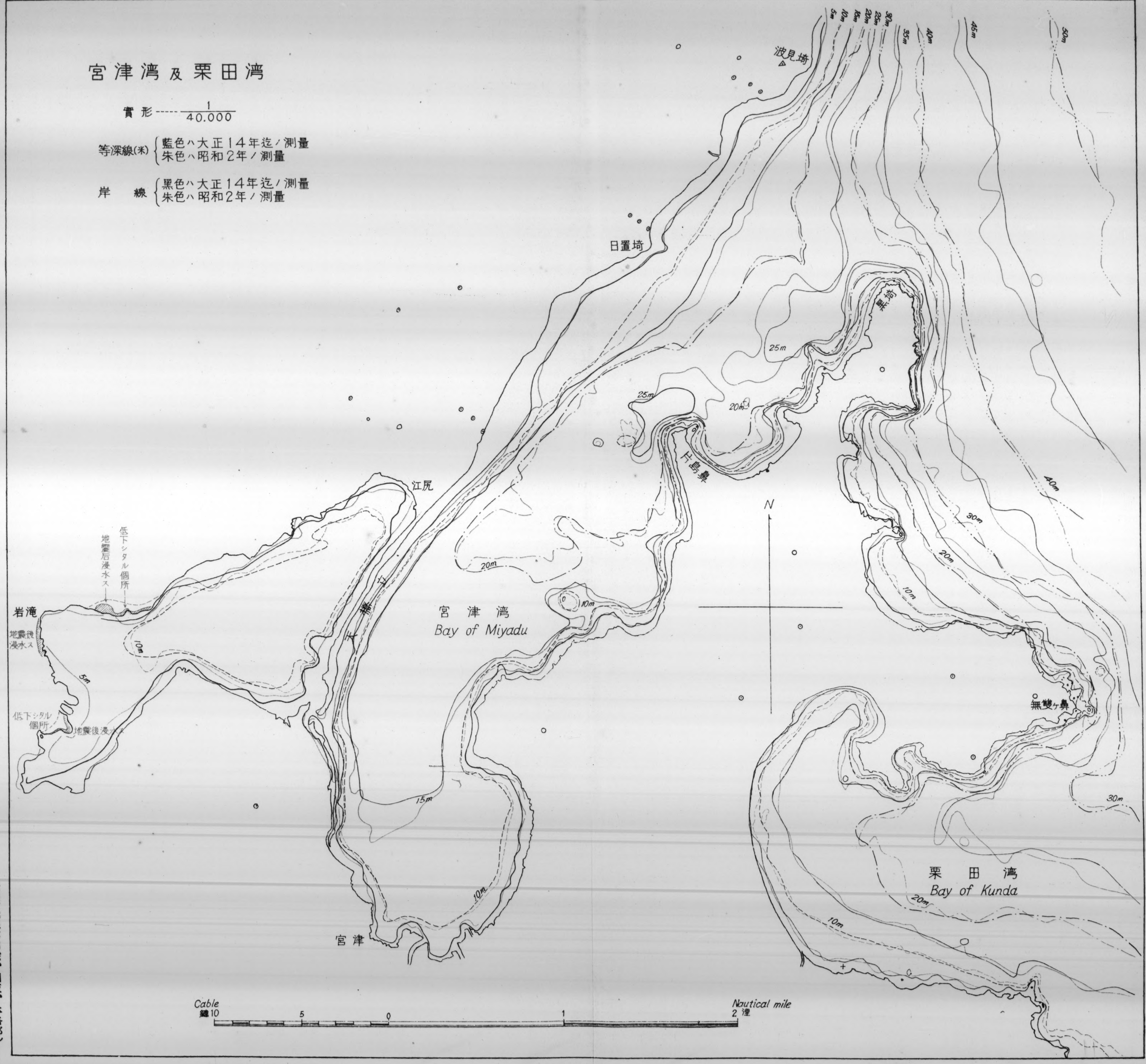
[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4, Pl. LVII.]

宮津湾及栗田湾

實形 ---- $\frac{1}{40.000}$

等深線(米) { 藍色ハ大正14年迄ノ測量
朱色ハ昭和2年ノ測量

岸線 { 黒色ハ大正14年迄ノ測量
朱色ハ昭和2年ノ測量



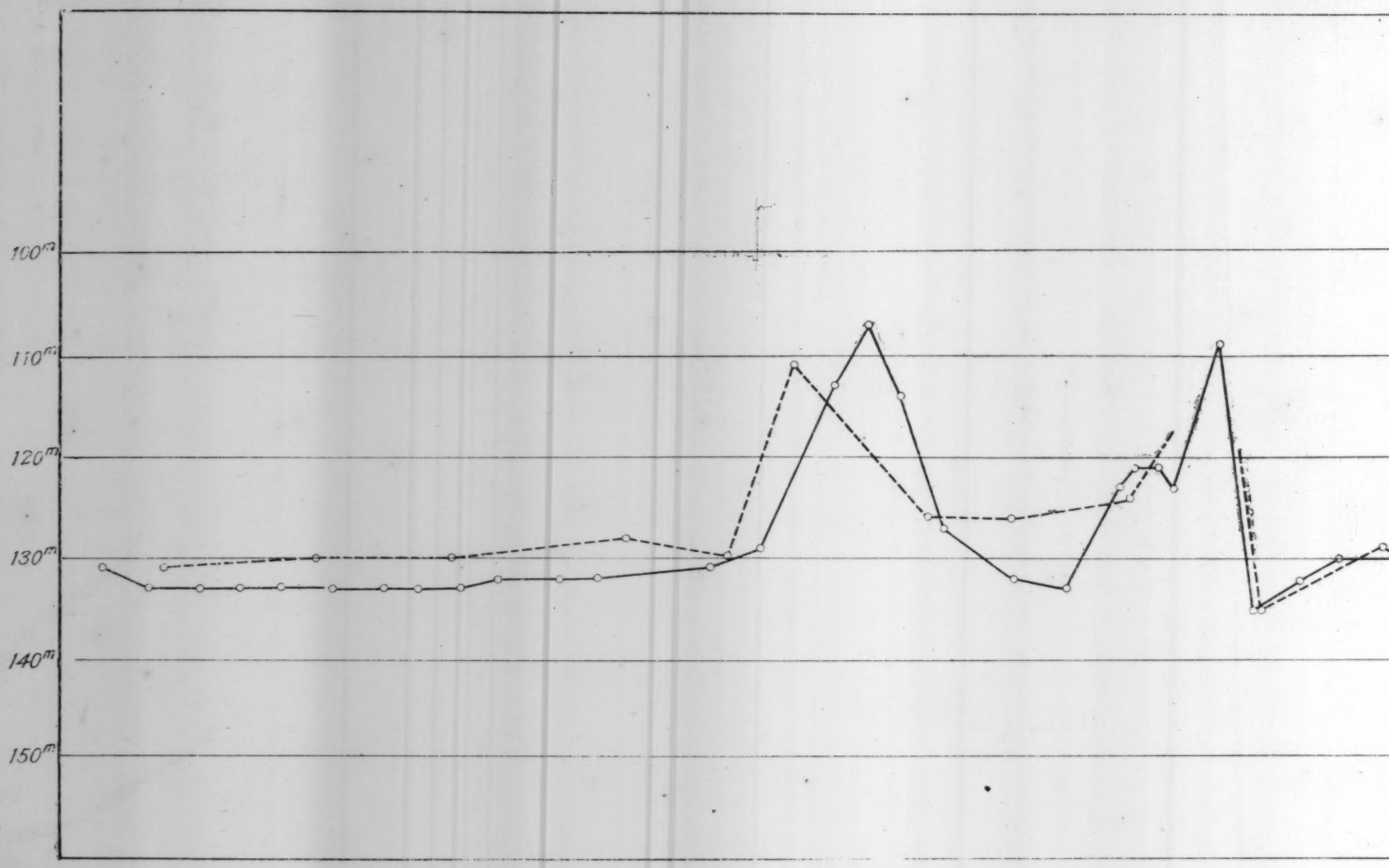
Scale $\frac{1}{40000}$. Lines of equal depth { in blue: earlier sounding, 1925. in red: sounding after the earthquake, 1927. Coast line { in black: before 1925. in red: after the earthquake, 1927. Area shaded red was submerged under sea level.

（震研彙報第四號、圖版、水路部）

(B) 試　測　線

點線は明治二十
實線は昭和　二

[Hydrographic Dept.]

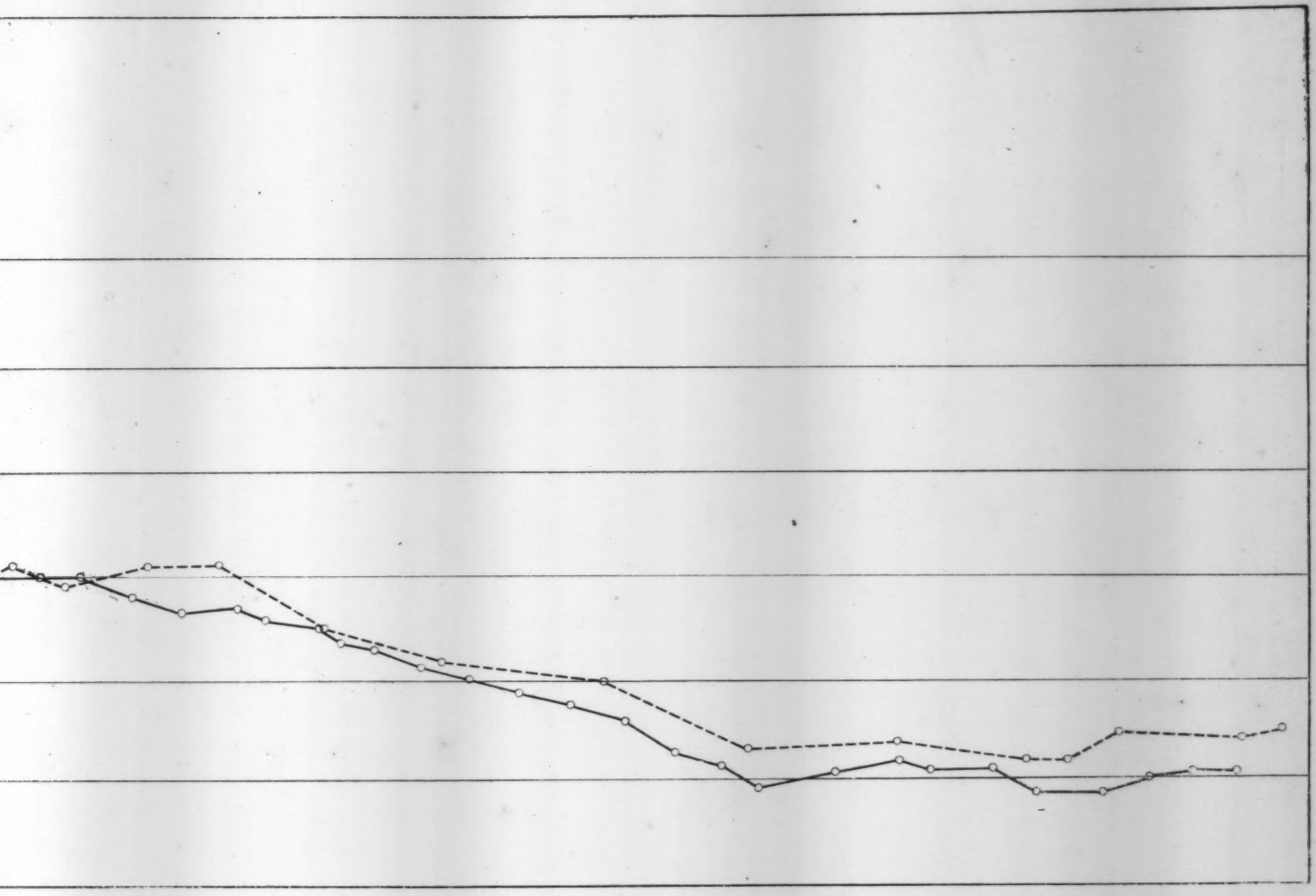


Profile along the line B of Chart.

斷　面　圖

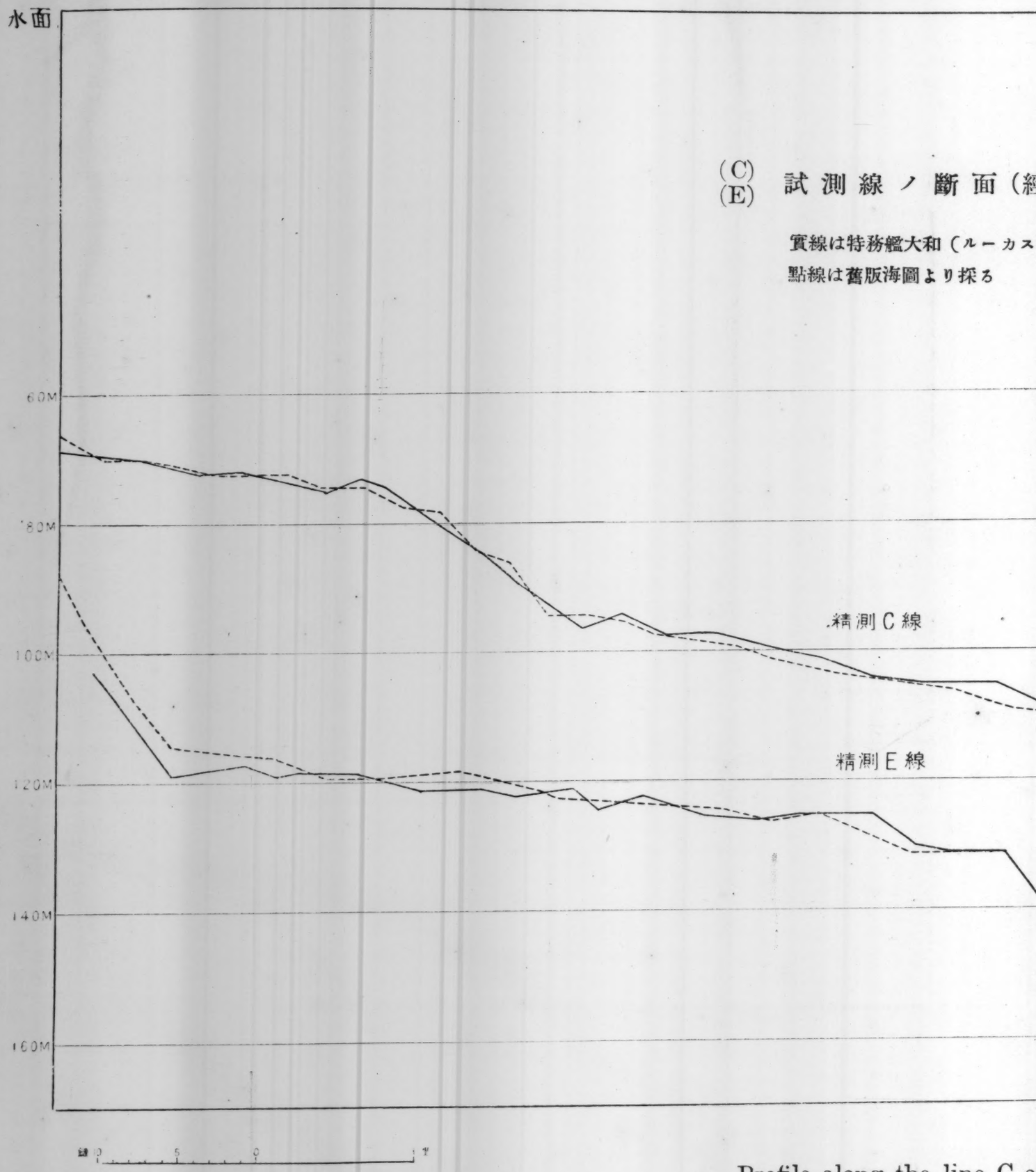
十五年測
二　年測

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LVIII.]



Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

[Hydrographic Dept.]

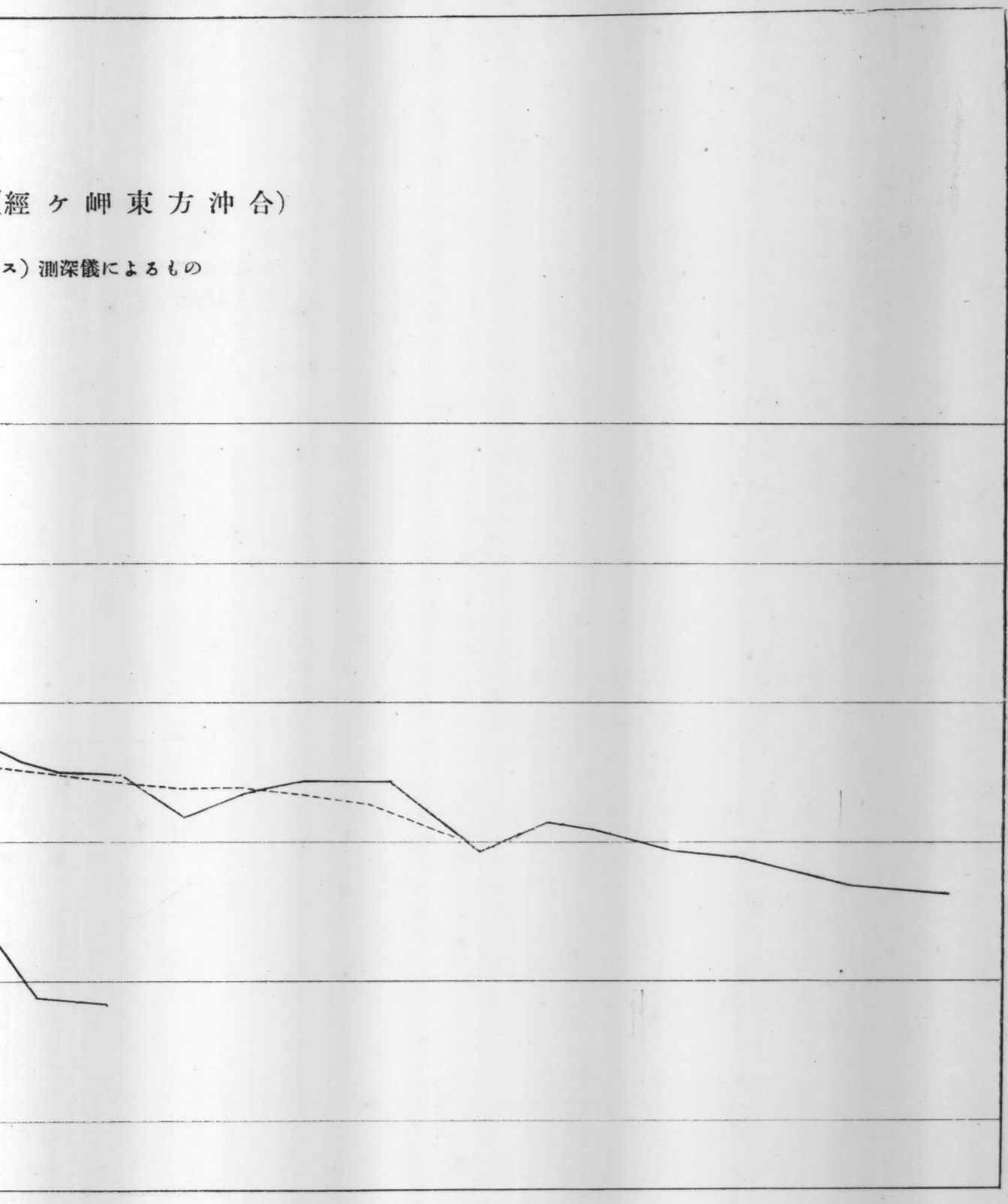


(C)
(E) 試測線ノ斷面(經

實線は特務艦大和(ルーカス
點線は舊版海圖より採る

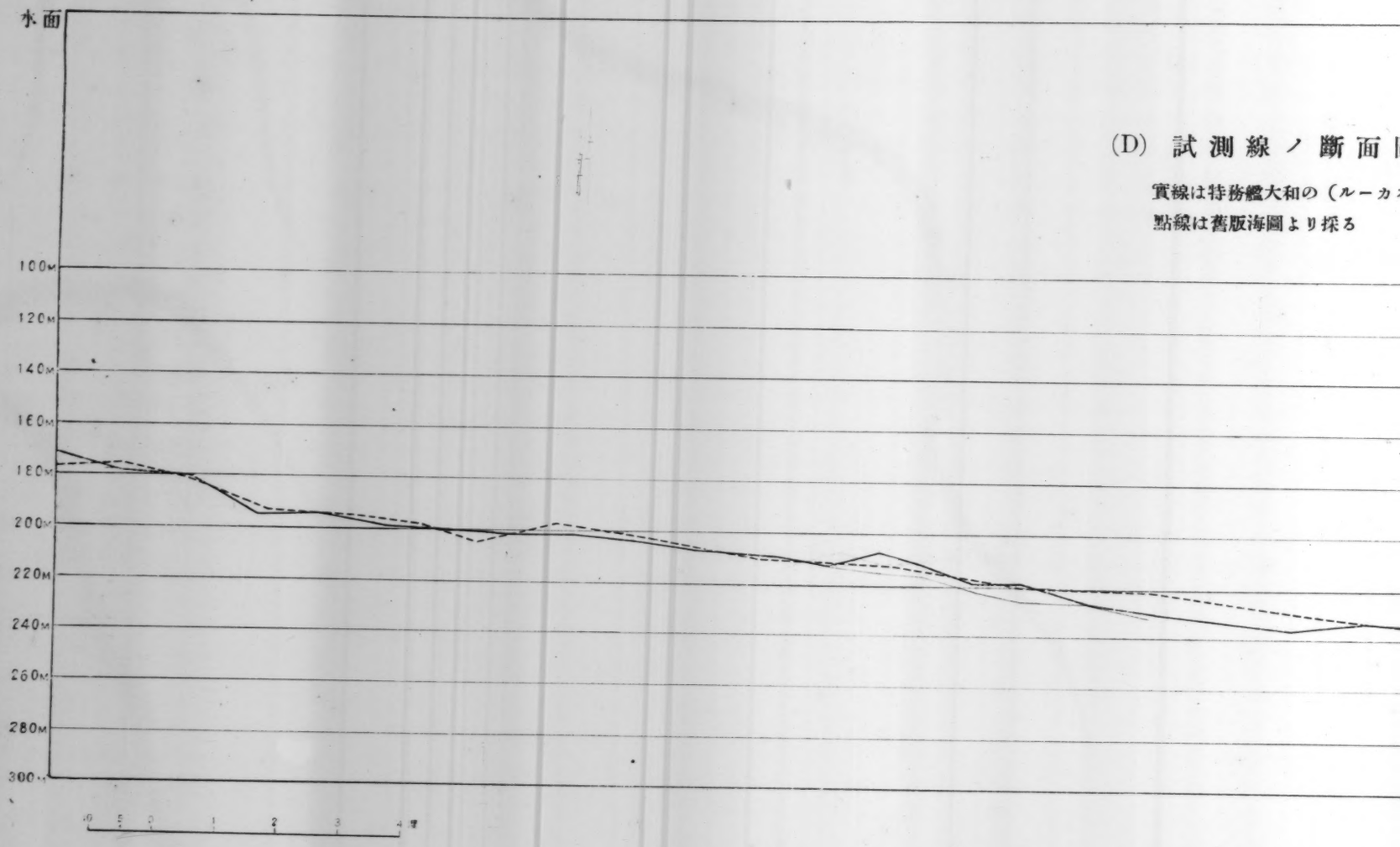
Profile along the line C a

(震研彙報第四號、圖版、水路部)



and E of Chart. Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

[Hydrographic Dept.]



(D) 試測線ノ斷面圖

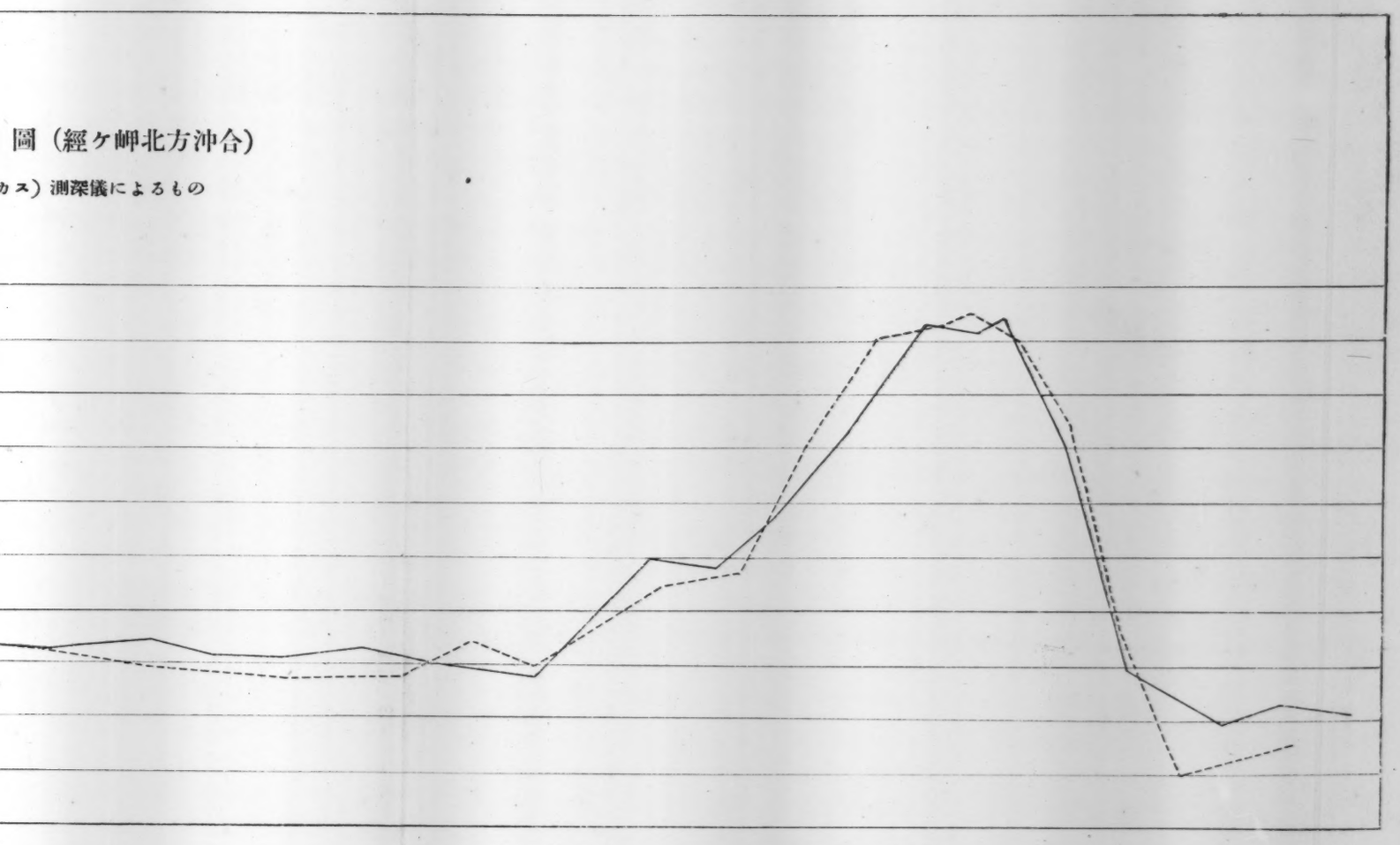
實線は特務艦大和の（ルーカ
點線は舊版海圖より採ろ

Profile along the line I

（震研彙報第四號、圖版、水路部）

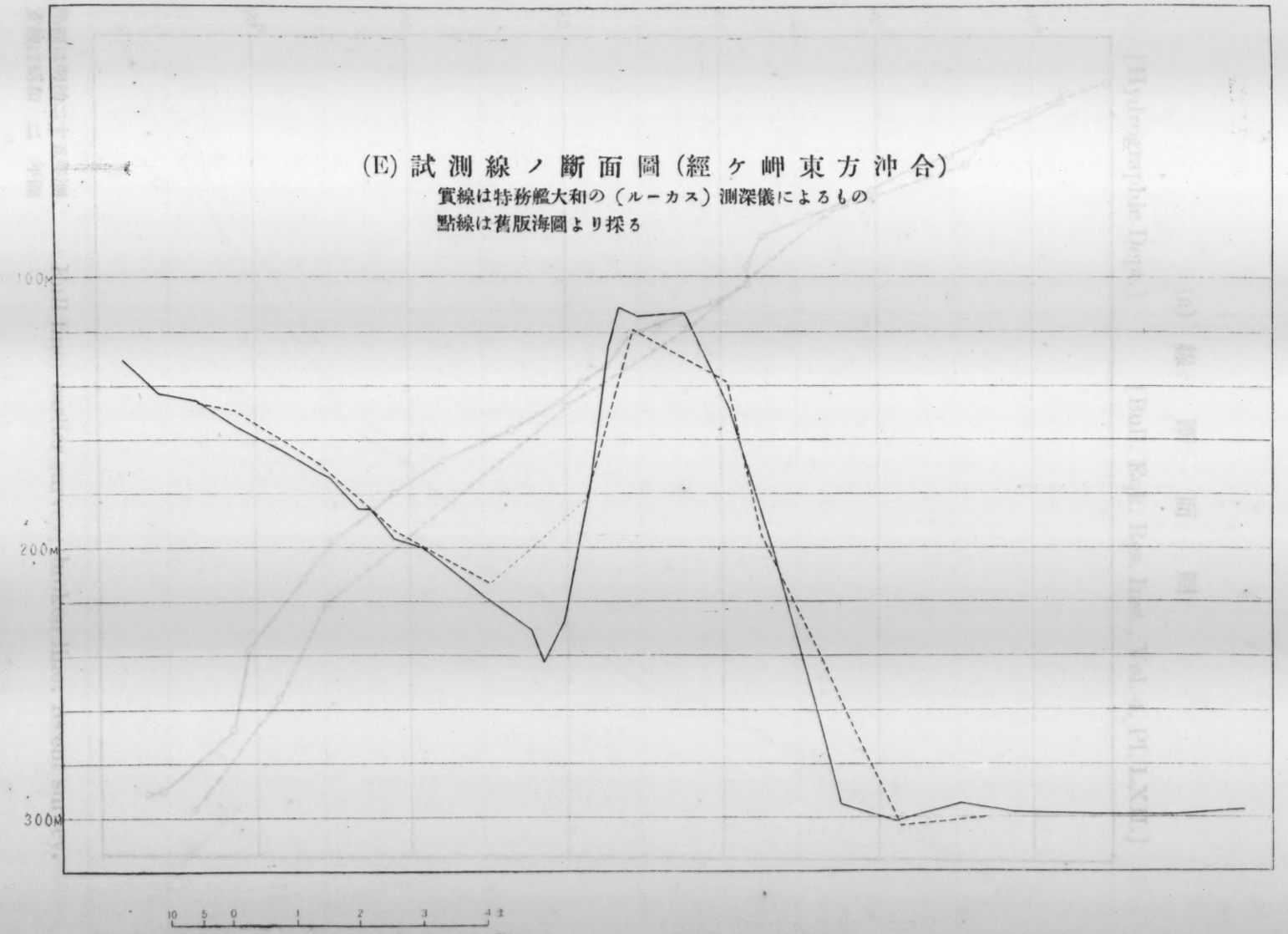
圖（經ケ岬北方沖合）

カス）測深儀によるもの



e D of Chart.

Full line: earlier survey; broken line: recent survey.



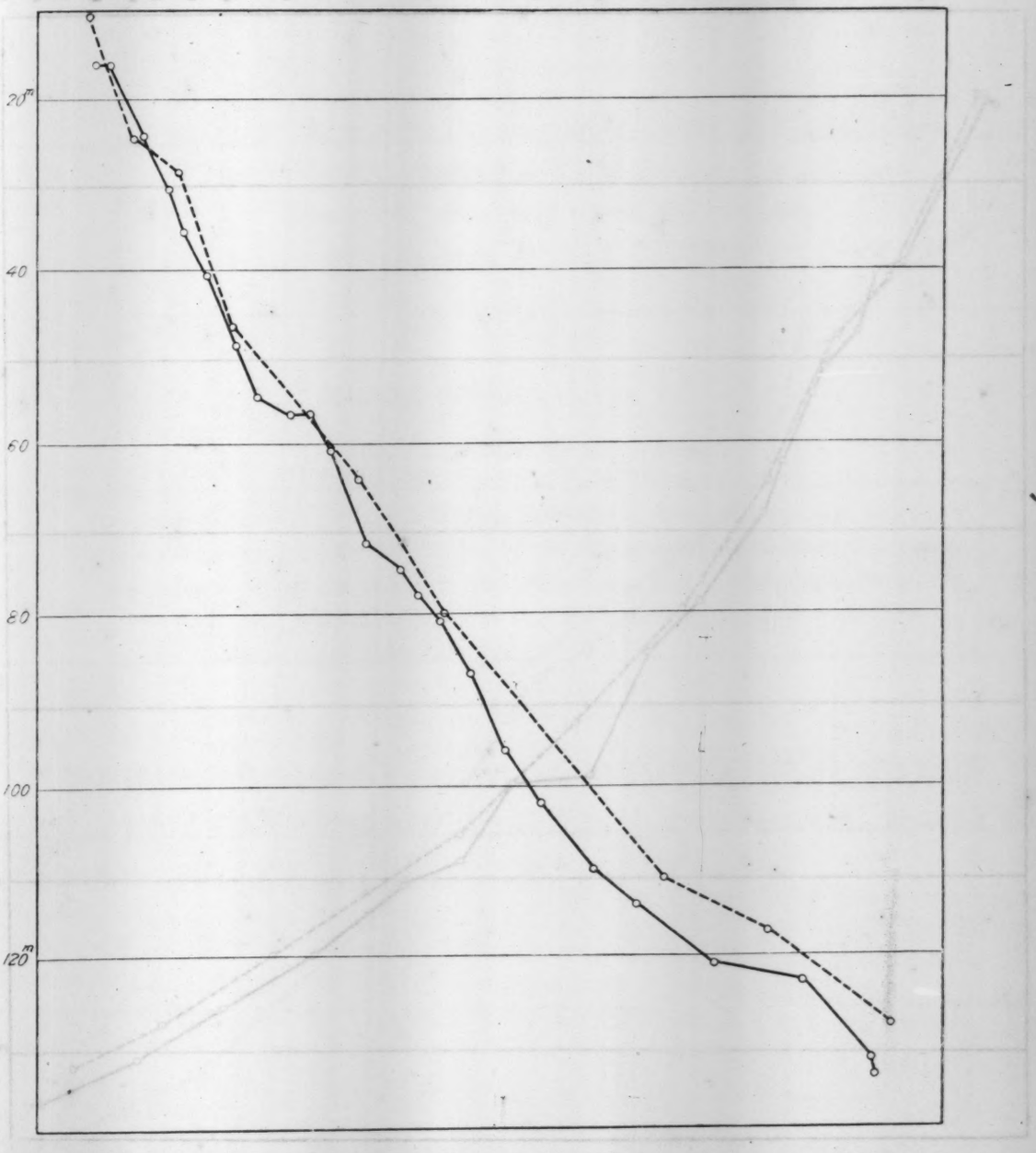
（震研彙報第四號、圖版、水路部）

Profile along the line E of Chart. Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

(左手余白等注記、罫線、米粒等)

(a) 線　斷　面　圖

[Hydrographic Dept.]　　[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LXII.]



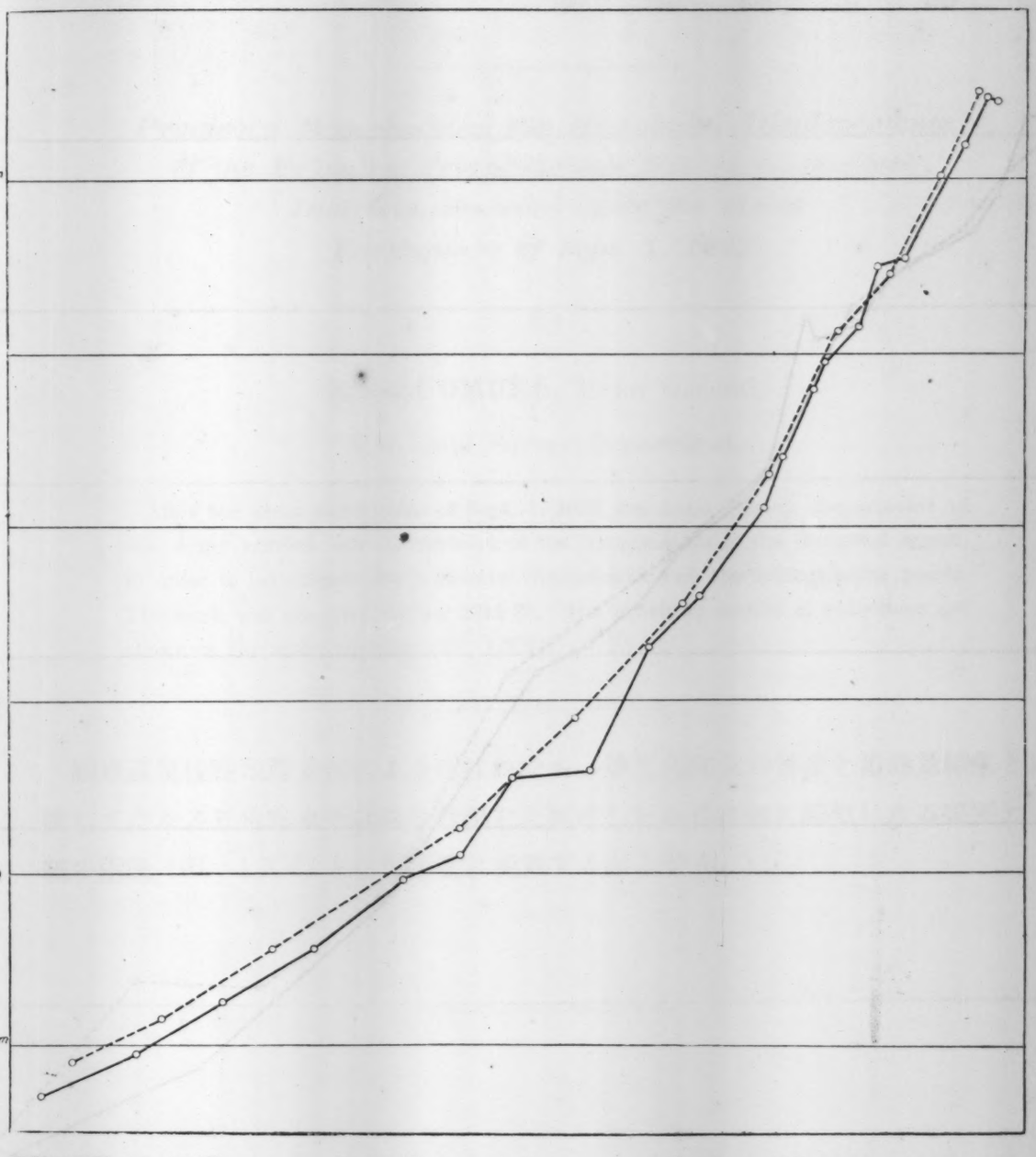
（震研彙報第四號、圖版、水路部）

點線は明治二十五年測
實線は昭和　二　年測

Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

(c) 線　斷　面　圖

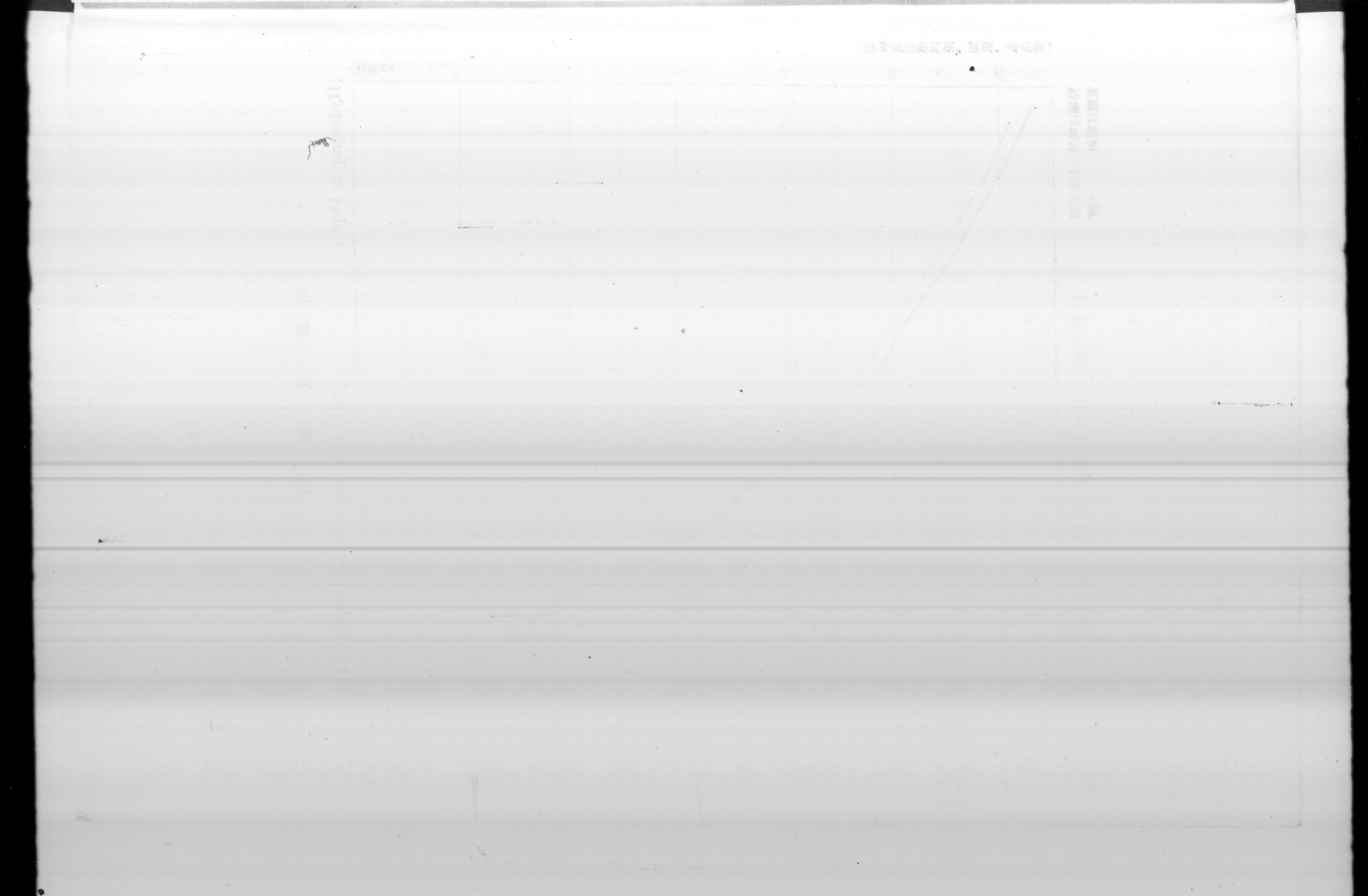
[Hydrographic Dept.]　　[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LXIII.]



點線は明治二十五年測
實線は昭和　二　年測

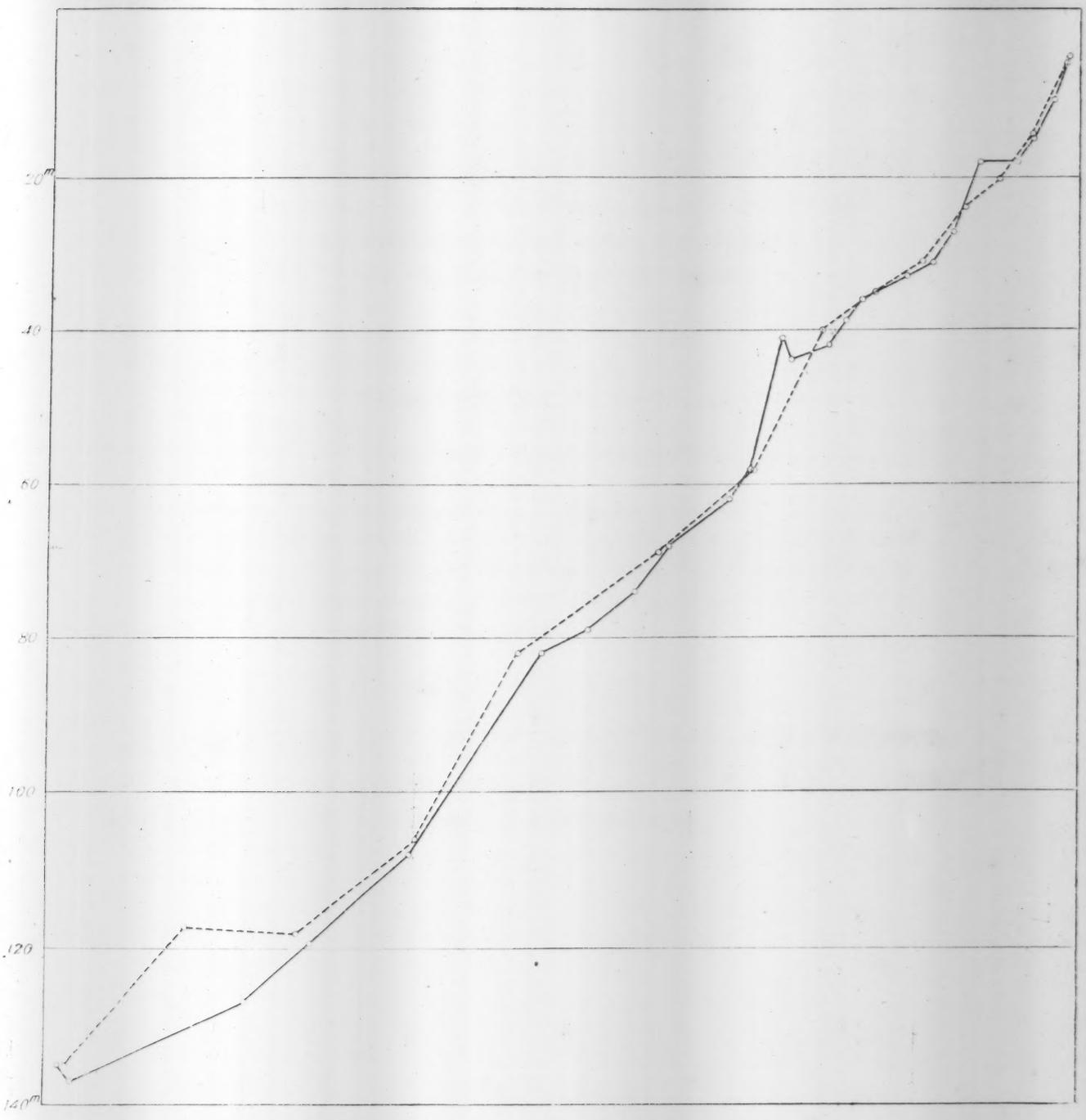
Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

（震研彙報第四號、圖版、水路部）



(b) 線　斷　面　圖

[Hydrographic Dept.]　　[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol. 4. Pl. LXIV.]



點線は明治二十五年測
實線は昭和　二　年測

Full line: earlier survey; broken line: recent survey.

關東震災地一等三角點移動要圖

陸地測量部

Provisory Map showing the Horizontal Displacements of the Primary Triangulation Points in Kwantô Districts, observed after the Great Earthquake of Sept. 1, 1923.

By

Hitoshi OMURA, Major General,

The Land Survey Department.

After the great earthquake of Sept. 1, 1923, the Land Survey Department of the Army carried out the revision of the triangulation of the disturbed region, in order to investigate the horizontal displacements of the triangulation points. The work was executed during 1924-25. The provisory results of reductions are shown in the annexed Plate (PL. LXV).

關東震災後陸地測量部により行はれたる一等三角測量の結果を舊測量結果と比較して得たる三角點水平移動の狀況を通覽せしむる爲に假に調製したる要圖を別紙の附圖（PL. LXV）として本號に掲載する事とせり。

關東震災地一等三角點移動要圖說明

Provisory Map showing the Horizontal Displacement of the Primary Triangulation Points in Kwanto Districts, observed after the Great Earthquake of Sept. 1, 1923.

[Land Survey Dept.]

[Bull. Eqk. Res. Inst., Vol.4.Pl. LXV.]

昭和二年六月

說　明

1. 本圖ハ大正十二年關東地方震災地復舊測量作業中一等三角測量計算ノ結果ヲ圖示セルモノニシテ舊測量成果ニ對スル水平移動ノ狀態ヲ通覽スル爲メ假リニ調製シタルモノナリ
2. 本圖ノ構成上計算ノ基礎ニ於テ一等三角點晃石山ヲ不動トシ又晃石山筑波山ノ方位モ移動トキモノトス故ニ各點ノ移動ハ何等絕對ノモノニアラズ見解上注意ヲ望ム
3. 圖上ニ於ケル凡例次ノ如シ
   - ○　基線增大點及一等三角本點
   - ●　一等三角補點
   - ○═○　相模野基線
   - ○→　舊位置ニ對スル新位置ノ移動
   - 93° 1.23m　舊位置ニ對スル新位置ノ移動量ニシテ北ヨリ東廻リ 93° ノ方向ニ 1.28m 移動シタルコトヲ示ス
   - 縮尺　三角點ノ位置ハ $\frac{1}{600000}$
   - 移動量ハ約 $\frac{1}{15}$
4. 新舊測量年度次ノ如シ
   - 基線測量　舊　明治十五年（1882）
   - 基線測量　新　大正十三年（1924）
   - 三角測量　舊　明治十七年－同三二年（1884-1899）
   - 三角測量　新　大正十三年－同十四年（1924-1925）
5. 相模野基線長ハ明治十五年 Hilgard 基線尺ヲ用ヒテ測定シタル深果5209.m9696ナリシガ大正十三年 Jäderin 式基線尺ヲ用ヒテ改測シタル結果ハ 5210.m2125 ニシテ 0.m2429 伸長セリ
   角觀測ニ用ヒタル機械及觀測回數ハ新舊共ニ同一ナリ
6. 平均計算ニ於テ舊位置ヲ求ムル爲メニハ舊基線長ト舊觀測角トヲ用ヒ，新位置ヲ求ムル爲メニハ基線改測值ト改測角トヲ用ヒタリ而シテ新舊計算ニ於テ觀測方向及條件式ヲ全ク同一ナラシメ基線增大邊ハ基線網ノ平均法ニ依リ，本點ハ獨立三角網ノ平均法ニ依リ，補點ハ縱橫線ノ平均法ニ依リ夫々計算セリ，但シ補點大島ニ對シテハ與點方向ヲ同ナラシムルコト能ハサリキ．

Explanation

- ○　Primary triangulation points and supplementary points for the augmented base line.
- ●　Supplements to primary point
- ○═○　Sagamino Base Line.
- ○→　The arrows shows the displacement. The angle given is that of the azimuth of the displacement measured from North clockwise. The amount of displacement is given in m.

The displacements are calculated, assuming the Primary Point at Mt. Teruisi and the azimuth Mt. Teruisi — Mt. Tukuba as unchanged.

The data used are as follows:

- Base line measurements {1882, 1924}
- Triangulations {1884-1899, 1924-1925}

晃石山 Mt. Teruisi 0° 0.m00

筑波山 Mt. Tukuba 292° 0.m43

堂平山 Mt. Dôhira 62° 0.m41

國師岳 Kokusi-ga-Take 56° 1.m60

雲取山 Mt. Kumotori 57° 1.m43

高根 Takane 68° 0.m45

本郷 Hongô 90° 0.m55

徳丸 Tokumaru 111° 0.m39

法典村 Hoten 349° 0.m20

小金沢山 Mt. Koyanezawa 73° 1.m29

甲府 KÔFU

連光寺村 Renkôzi 127° 0.m84

上沼部 Kaminumabe 140° 0.m71

下溝村 Simomizo 116° 1.m36

長津田村 Nagatuda 120° 1.m52

座間村 -ama 117° 1.m64

丹沢山 Mt. Tanzawa 93° 1.m28

Mt. Tobinoo 114° 1.m37

御正体山 Mt. Misôtai 75° 1.m84

毛無山 Mt. Kenasi 32° 2.m29

富士山 Mt. Huzi

浅間山 Mt. Sengen 112° 2.m75

二子山 Mt. Hutako 141° 2.m73

藏波 Kuranami 108° 0.m55

六地藏 Rokudizô 63° 0.m49

一宮 Itinomiya 86° 0.m34

大谷 Ootani 100° 0.m77

鹿野山 Kanô-Zan 128° 1.m50

野々塚 Nonoduka 109° 0.m82

愛鷹山 Mt. Asitaka 34° 2.m13

冠ヶ岳 Kammuri-ga-Take 47° 1.m56

嶺山 Mt. Nokogiri 145° 2.m57

峰岡 Mineoka 95° 0.m82

房ノ大山 Bôdaisan 140° 1.m14

大川 Ookawa 34° 1.m20

万城岳 Manziro-Dake 9° 2.m86

大島 Oosima 8° 3.m78

TOKYO 東京 Tôkyô 170° 0.m17

横濱 YOKOHAMA

（震研彙報第四號、圖版、陸地測量部）

所　報

○ 談 話 會 記 事

第十八回談話會　（昭和二年九月二十日）

1. 土佐南海岸ノ汀線變化ニ就テ　所員 寺田寅彦／所員 岸上冬彦／小平孝雄
1. 統計地震學ニ於ケル Schwankung ノ理論ノ應用　所員 寺田寅彦／所員 岸上冬彦／河角廣
1. 關東地方ニ起ル地震ノ震源ノ深サニ就テ　所員 松澤武雄
1. 宮津町及河邊村ニ於ケル地表傾斜變化觀測　所員 石本巳四雄
1. 彈性列波ノ兩端ノ傳播ニ就テ　所員 妹澤克惟
1. 彈性平衡ニ關スル一二ノ問題　所員 妹澤克惟
1. 火山ノラヴアボケツトニ就テ　所員 長岡半太郎／所員 白井俊明

第十九回談話會　（昭和二年十月十八日）

1. 丹後地方震災地三角測量第一回第二回觀測ノ比較ニ就テ　陸地測量師 梅本豐吉
1. 杜模灣地震ノ模型的研究　所員 藤原咲平／所員 高山威雄
1. 彈性列波ノ首部及尾部ノ傳播（前回ノ續キ）　所員 妹澤克惟
1. 球ノ內部ノ點ヨリ起ル彈性波ノ反射ニ就テ　所員 妹澤克惟
1. 奥丹後半島ニ於ケル第四期中ノ地殼變動　所員 多田文男
1. 彈性波ノ實驗（第三報）　所員 寺田寅彦／所員 坪井忠二
1. 微動遮斷ニ關スル堀ノ效果　所員 寺田寅彦／所員 坪井忠二
1. 砂ノ崩壞ニ就テ（第二報）　所員 寺田寅彦／所員 宮部直巳
1. 月ノ山ト地殼ノ構造トノ關係　所員 長岡半太郎

第二十回談話會　（昭和二年十一月十五日）

1. 奥丹後半島ノ地質構造ト地殼運動ニ就テ　所員 津屋弘達
1. 廻轉楕圓形ニ關スル彈性平衡問題ノ一解法　所員 妹澤克惟
1. 本邦ニ於ケル近年ノ山崩ノ分布　所員 寺田寅彦
1. 月ノ表面觀察ヨリ演繹シ得ル地殼ノ變遷　所員 長岡半太郎
1. 三島郡日吉村宮本村關原村強震踏査概報　所員 多田文男／所員 松澤武雄

第二十一回談話會　（昭和二年十二月廿日）

1. 相模灘地震補遺　所員 藤原咲平
1. 丹後地震餘震觀測調査報告（第一報）　所員 今村明恒／囑託 那須信治
1. 奥丹後半島沿海海底ノ地形ニ就テ　所員 多田文男

1. 支那ニ於ケル激震ノ頻度ト其位置ノ移動ニ就テ　所員　宮部直巳
1. 太平洋下ノ地震波傳播(其一　表面波ニ就テ)　所員　松澤武雄
1. 地球扁平率ノ變リニ依リ生ジタル過去ノ地殻變動　所員　長岡半太郎
1. 大地震ニ伴ヘル土地ノ水平移動ニ就テ　所員　今村明恒／所員　岸上冬彦

第二十二回談話會　(昭和三年一月十七日)

1. 丹後地方ニ角測量成果ニ就テ／附、丹後地方ニ於ケル測量部ノ作業ノ概況ニ就テ　三角科長　青柳和夫／測量師　梅本豐吉
1. 地震發生ノ機構ニ就テ　所員　石本巳四雄
1. 關東地震ニ關係セル地殻ノ移動ニ就テ　所員　寺田寅彦／所員　宮部直巳
1. 地球廻轉ノ變化ニヨリ起リ得ル地震ニ就テ　所員　長岡半太郎

○ 出　張

昭和二年七月八日地表變動調査ノ爲メ京都府下ヘ出張　所員　坪井誠太郎
昭和二年七月八日地質調査ノ爲メ秋田縣下ヘ出張ヲ囑託ス　理學士　津田秀郎
昭和二年八月十二日地表傾斜觀測ノ爲メ京都府下ヘ出張　所員　石本巳四雄
昭和二年八月廿三日地表變動調査ノ爲メ京都府下ヘ出張　所員　多田文男
昭和二年十一月一日地表傾斜觀測方調査ノ爲メ京都府及兵庫縣下ヘ出張　所員　石本巳四雄
昭和二年十一月一日地表傾斜觀測方調査ノ爲メ京都府及兵庫縣下ヘ出張　助手　高橋龍太郎
昭和二年十一月五日地震調査ノ爲メ新潟縣下ヘ出張　所員　松澤武雄
昭和二年十一月五日地震調査ノ爲メ新潟縣下ヘ出張　所員　多田文男
昭和二年十一月廿二日學術上取調ノ爲メ秋田縣下ヘ出張　助員　坪井忠二
昭和二年十二月八日學術上取調ノ爲メ新潟縣下ヘ出張　所員　石本巳四雄
昭和二年十二月十二日地震觀測ノ爲メ京都府下ヘ出張　囑託　那須信治
昭和二年十二月二十二日傾斜計据付ノ爲メ茨城縣下ヘ出張　所員　石本巳四雄
同　上　助手　高橋龍太郎
昭和二年十二月二十八日岩石採集ノ爲メ東京府下ヘ出張　助手　白井俊明
昭和三年一月七日地表傾斜觀測ノ爲メ茨城縣下ヘ出張　所員　石本巳四雄
昭和三年一月九日地表傾斜觀測ノ爲メ新潟縣下ヘ出張　所員　石本巳四雄
昭和三年一月十九日地震觀測ノ爲メ京都府下ヘ出張　囑託　那須信治

昭和三年三月二十五日印刷
昭和三年三月二十八日發行

編纂兼
發行者　東京帝國大學地震研究所

東京市神田區南神保町十六番地
印刷者　岩波茂雄

東京市神田區美土代町二丁目一番地
印刷所　三秀舍

東京市神田區南神保町十六番地
實捌所　岩波書店

BULLETIN OF
THE EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE
TOKYO IMPERIAL UNIVERSITY
March, 1928. Vol. IV

Contents

Papers Contributed

On the Correlation of the Activity of Seismic Zones in Japan (in Japanese) .... T. Takayama

Experimental Studies on Elastic Waves (Part 2). (in English) .... C. Tsuboi

Experiments on the Modes of Deformation of a Layer of Granular Mass floating on Liquid–Some Application to Geographical Phenomena. (in English) .... N. Terada, T. Miyabe

Experimental Investigation on the Mechanism of Formation of Step-Faults in a Pile of Sand. (in Japanese) .... T. Terada, N. Miyabe

On the Profiles of Land on the Southern Coast of Tosa, Sikoku. (in Japanese). .... F. Kishinoue, T. Kodaira

On the Relief of the Earth Crust on the Southern Coast of the Province of Tosa, Sikoku. (in Japanese) .... T. Terada

An Application of the Theory of Fluctuating to Problems in Statistical Seismology. (in Japanese) .... F. Kishinoue, H. Kawasumi

On the Forerunners of Earthquake-motion of Certain Earthquakes (in English) .... T. Matuzawa, K. Hasegawa, S. Haeno

On the Propagation of the Leading and Trailing Parts of a Train of Elastic Waves. (in English) .... K. Sezawa

The Reflection of the Elastic Waves generated from an Internal Point of a Sphere. (in English) .... K. Sezawa

The Optical Analysis of Volcanic Rocks as a Means of Studying their Mutual Genetical Relationship. (in English) .... S. Tsuboi

On the Geological Structure of the Oku-Tango Peninsula. (in Japanese) .... H. Tsuya

The Oku-Tango Earthquake of 1927. (in English) .... N. Yamasaki, F. Tada

On the Destructive Tango Earthquake of March 7, 1927 (in Japanese) .... A. Imamura

Observations sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre à Miyadu-mati et Kawabé-mura après le grand tremblement de terre de Tango (en français) .... M. Ishimoto

Reports

Horizontal Displacements of the Primary and Secondary Triangulation Points, observed after the Earthquake of March 7, 1927, in Tango Districts .... Land Survey Department

Comparison of the Results of the First and Second Precise Levellings in the Region disturbed by the Tango Earthquake .... Land Survey Department

Report of the Results of Soundings in the Region off the Coast of the Tango Province, after the Earthquakes of 1927 (in Japanese) .... Hydrographic Department

Provisory Map showing the Horizontal Displacements of the Primary Triangulation Points in Kwanto Districts, observed after the Great Earthquake of Sept. 1, 1923 (Reproduction) .... Land Survey Department

Institute Notes

(For the papers written in Japanese or in occidental languages, the abstracts are given in occidental languages or in Japanese respectively)

(東京神田 三秀舎印刷)